

В. Г. БОНДАРЧУК

ОБРАЗОВАНИЕ
И ЗАКОНЫ РАЗВИТИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
Институт геологических наук

551.24
551.4

В. Г. БОНДАРЧУК

ОБРАЗОВАНИЕ
И ЗАКОНЫ РАЗВИТИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

1398

Издательство «Наукова думка»
Киев — 1975



В книге обосновывается новая теория происхождения земной коры в результате преобразования планетарного вещества геологическими процессами. Первичным источником материала для образования горных пород коры считается протолит — кристаллическая минеральная масса мантии. Близки по составу к протолиту космолиты — вещества Луны и каменных метеоритов. Базальтовая земная кора (сима) представляет собой продукт вулканогенной дифференциации вещества мантии и вулканических глобальных извержений. Материковая земная кора (сиаль) образовалась в процессе взаимодействия вулканогенных продуктов, воды, атмосферы и живых организмов. Формировалась она на базальтовой основе. Последовательные образования сиаля таковы: подводные вулканические образования — вулканические острова — островные дуги — океанические острова — материка. Структурная форма перехода океан — суша — геосинклинали. Они подразделяются на первичные и возрожденные геосинклинали подвижных зон и субгеосинклинали платформ. С последовательностью развития геосинклиналей связаны образование структурных этажей земной коры и закономерности размещения в ней месторождений полезных ископаемых.

Рассчитана на геологов, географов и широкий круг естествоиспытателей.

РЕЦЕНЗЕНТЫ

акад. АН УССР Л. Г. Ткачук,
д-р геол.-мин. наук П. Л. Шульга

Редакция геологии и географии

Б $\frac{20801-063}{M221(04)-75}$ 264—75

© Издательство «Наукова думка», 1975 г.

В 1946 г. в книге «Тектоорогения» автором впервые были приведены данные, свидетельствующие о разном возрасте и различном происхождении сиала и симы, соответственно гранитной и базальтовой частей земной коры. Доказывалось вторичное происхождение гранитной коры, представляющей собой исторически более позднее образование, чем базальтовый, первичный, магматический слой. В результате структурно-геоморфологического анализа строения материков сиаль характеризовался как результат геологического преобразования планетарного вещества в зоне взаимодействия эндогенных и экзогенных условий развития земной коры.

За истекшее с тех пор время в науке о Земле накоплено большое количество новых материалов и собрана обширная информация о физических свойствах и структуре тектоносферы, строении ложа океанов и материков, взаимоотношениях вещества мантии, океанической и материковой земной коры, разломной тектонике, вулканизме. Космические исследования обогатили наши знания о вещественном составе Луны и других тел Солнечной системы. Получены новые веские доказательства закономерностей преобразования первичного минерального вещества в земных и внеземных условиях, подтверждающие наши представления об эпигенетическом, вторичном происхождении сиала земной коры. Много сделано для выяснения ряда других вопросов, связанных с проблемой происхождения и развития земной коры. Наиболее важные из них — соподчиненность форм тектонических движений, учение о геосинклиналях, круговорот и изменение состава минерального вещества в тектоносфере, размещение минеральных концентраций, представление о структурных этажах, периодичность горообразования и некоторые другие. В аспекте рассматриваемой проблемы эти вопросы, а также закономерности региональной и структурной геоморфологии освещались в наших книгах «Тектоорогения» (1946), «Основные вопросы тектоорогении» (1961), «Движение и структура тектоносферы» (1970).

Разрабатываемая нами теория происхождения земной коры основывается на учении диалекти-

ческого материализма о развитии материи в ее движении. Категории сущего — материя, движение, пространство, время — в геологии находят совершенно конкретное выражение. Материя здесь — сложное минеральное вещество, в высшей степени дифференцированное и непрерывно изменяющееся. В процессе тектонических и климатических движений из него образуются грандиозные сооружения материков. Материки сложены осадочными формациями и магматическими телами, которые составляют структурные этажи, создающие складчатые горные области и беспредельные равнины, закономерно размещенные по земному шару.

Среди источников сил, принимающих участие в структурообразовании и сложном комплексе деформаций земной коры, выделяются общее сжатие, полярное уплотнение и экваториальное растяжение как следствие осевого вращения, включающие множество других соподчиненных форм движения.

Концепция тектоорогени за истекшие после ее опубликования годы выдержала испытание временем и во многом способствовала развитию теоретической тектоники и геоморфологии. Это относится к проблемам разломной тектоники и блокового строения земной коры, структурных этажей складчатых зон, структурно-стратиграфических комплексов, структурного рельефа, развития материков, учения о геосинклиналях, роли магматической тектоники в формировании земной коры, горообразования и размещения полезных ископаемых, а также в применении метода структурно-геоморфологического анализа при геологопоисковых работах.

В настоящей работе приведены результаты наших многолетних поисков решения проблемы происхождения земной коры, ее структуры и рельефа, а также закономерностей распространения в ней различных минеральных концентраций. Выясненные положения сформулированы как геологические законы, отражающие объективные процессы и явления, происходящие и происходившие в земной коре. Такое определение, по нашему убеждению, способствует альтернативному решению ряда сложных вопросов геологии, в освещении которых особенно много противоречий, а также облегчает внедрение в геологические исследования эксперимента и математического анализа. Конкретно охарактеризованные геологические законы будут применены также и в других отраслях естествознания, изучающих окружающий нас материальный мир.

Современные научные достижения математики, физики, химии, астрономии и основанные на них исследования Космоса глубоко раскрывают величественную картину мироздания. В его материальном единстве гармонически сочетаются структуры микромира, солнечных систем и галактик. В известном процессе притяжения-отталкивания или сосредоточения-рассеивания материи в Космосе возникает неизмеримое разнообразие материальных форм, находящихся на разных ступенях концентрации, соединений, ассоциаций и т. д.— от простейших частиц, атомов, молекул, минералов, горных пород и живых организмов до блуждающих метеоритов, холодных планет и жаркого Солнца. Изучение всех этих образований ведется различными отраслями науки. В компетенцию геологии входят лишь такие образования, как минералы и горные породы, метеориты и планеты. Изучать их можно только совместно с физикой и химией, с одной стороны, и биологией — с другой. Законы, открытые в этих науках, применимы и в геологии. В такой же степени законы геологии должны быть применимы в других отраслях естествознания. Взаимное обогащение научными достижениями естественных наук — неперемнное условие их прогресса. Для геологии особенно важно использовать экспериментальные данные, полученные в пограничных областях наук, так как в самой геологии все еще преобладает описательный метод, в качестве доказательств широко используются сравнения и аналогии.

Начало процесса образования земной коры относится к очень отдаленному времени — к эре перехода Земли от космического до геологического состояния. Предшествующая ему космическая эра в истории нашей планеты была знаменательна многими явлениями, объяснить которые может лучше астрономия, чем геология. Для решения проблемы происхождения земной коры важны качественные особенности нашей планеты, сложившиеся к началу геологического времени. Это шарообразная форма, вращательное движение, сферическое строение, однообразный вещественный состав внешней твердой оболочки и отсутствие гидросферы. Эти особенности общие для начальной фазы развития всех планет Солнечной системы и обусловлены материаль-

ным единством мира. Космический этап развития Земли и всех планет Солнечной системы завершился образованием первичной твердой кристаллической каменной оболочки, представлявшей глобальный продукт необратимых физико-химических процессов.

Последующие геологические процессы — минералообразование и литогенез, а также тектонические процессы структурообразования определяются разными условиями, сложившимися на небесных телах. На одних планетах эти условия законсервированы на уровне начальной стадии жизни планет, как на Луне, и протекают крайне медленно. В земных условиях геологические процессы удивительно разнообразны и интенсивны. Их сочетание создает единственный в своем роде лик нашей планеты. Важнейшую особенность Земли, отличающую ее от других планет, составляют сиалическая масса (кора) материков, мощная водная оболочка, атмосфера, цветущая жизнь и ярко выраженная географическая зональность.

В строении Земли раскрывается сущность бытия: материя — движение — пространство — время, выражающееся во множестве минеральных ассоциаций, разнообразии геологических формаций, дроблении внешней оболочки и перемещении блоков, размещении структурных зон и неуклонном расширении материков, последовательно менявших лик Земли от этапа к этапу ее существования. Начало всех этих преобразований на Земле следует за становлением твердой минеральной оболочки нашей планеты. До образования твердой каменной оболочки космическое вещество планеты прошло длинный путь сосредоточения, уплотнения и консолидации. В процессе становления минерального состава вещества планеты особенно важную роль, по-видимому, играли разогревание, спекание и, возможно, всеобщее плавление. Независимо от того, было ли плавление следствием разогрева вначале холодного космического вещества или тепло было унаследовано от Солнца в процессе образования планет, несомненно то, что твердая минеральная масса внешней части планеты образовалась в процессе кристаллизации первичного расплавленного вещества.

Начальный переход диссоциированного космического вещества в минеральное представлял собой физико-химический процесс, общий для всех космических тел. Уже в начале их существования намечаются два типа условий формирования первичных минеральных комплексов:

Лунный тип. Среда минералообразования характеризуется отсутствием воды, атмосферы и живых организмов. Планета находится как бы в космическом вакууме. В таких условиях впоследствии преобладает экзотермическая дезинтеграция первичного минерального вещества, механическое дробление его в космическую пыль.

Земной тип. Характеризуется участием в первичном минералообразовании некоторых газовых компонентов и перехо-

дом диссоциированного космического вещества в минеральное в пределах самой материальной системы при наличии воды, атмосферы и крайне разнообразных термодинамических условий.

В результате длительного физико-химического преобразования на поверхности остывающей планеты возникла твердая первичная каменная кристаллическая оболочка — протолит, т. е. космическое минеральное вещество или космическая горная порода с однообразным минеральным составом типа метеоритов или лунного грунта, слагающая внешние твердые части всех планет. Это всеобщий первичный источник материала для всех последующих типов горных пород и минеральных ассоциаций.

Типичную космическую горную породу — протолит, или космолит, представляют каменные метеориты. К протолитам относятся минеральное вещество Луны и масса мантии Земли, некоторое представление о которой дают ультрабазиты, в частности перидотит.

Минеральный состав протолитов относительно однообразен и характерен для термогенного минералообразования. Набор типичных минералов в метеоритах, на Луне и в ультрабазитах несколько различается.

ЭЛЕМЕНТАРНЫЙ СОСТАВ ПРОТОЛИТОВ

Солнце — центр величественной системы планет — сосредоточивает в себе 99,866% ее вещества, т. е. основную массу. Из более чем 20 000 известных его спектральных линий свыше 60% отождествляется со спектральными линиями известных химических элементов.

Химический состав солнечного вещества, возможно, является родоначальным для всей солнечной системы. Атмосфера Солнца представляет собой водородно-гелиевую смесь, в которой количество атомов водорода в четыре-пять раз превышает количество атомов гелия. Значительную часть ее составляют кислород, азот и углерод. Другие элементы как бы распылены в солнечной атмосфере в качестве примеси. Среди них преобладают магний, кремний, железо, натрий, калий, кальций, алюминий, есть торий, золото и др. На Солнце обнаружено свыше 20 видов химических соединений, в том числе CH , CN , OH , CO , MgO и др. Термальные условия на Солнце, по всей вероятности, способствуют пребыванию химических элементов в диссоциированном состоянии.

В метеоритах свободных химических элементов мало. Большинство их входит в состав химических соединений и минералов. Метеориты содержат почти все известные на Земле химические элементы. Изотопы многих элементов, обнаруженные в метеоритах, тождественны с изотопами тех же элементов земного происхождения. Наиболее распространены в метеоритах

алюминий, железо, кальций, кислород, кремний, магний, никель, сера. Содержание некоторых элементов в метеоритах изменяется в широких пределах. Так, количество никеля в метеоритах иногда превышает 30%, железа, по данным Е. Л. Кринова, может превышать 93% (табл. 1).

Таблица 1

Средний химический состав различных классов метеоритов, %
(по Е. Л. Кринову с дополнением)

Химический элемент	Класс метеоритов		
	Железные	Железо-каменные	Каменные
Железо	89,70	49,50	25,60
Никель	9,10	5,00	1,10
Кобальт	0,62	0,25	0,14
Медь	0,04	—	0,01
Фосфор	0,18	—	0,10
Сера	0,08	—	1,89
Углерод	0,12	—	0,16
Кислород	—	21,30	36,30
Магний	—	14,20	14,30
Кальций	—	—	1,30
Кремний	—	9,75	18,00
Натрий	—	—	0,30
Калий	—	—	0,07
Алюминий	—	—	0,76
Марганец	—	—	0,18
Хром	—	—	0,14
Остальные элементы (по Ферсману)	—	—	0,48

По химическому составу железные метеориты представляют собой крайние дифференциаты. Земными аналогами их могут быть железо-никелевые и железо-хромовые рудные образования, залегающие среди ультраосновных пород.

Средний химический состав протолитов сходен с составом каменных метеоритов. В них преобладают, кроме кислорода, кремний и магний, соотношение которых напоминает соотношения этих элементов в земных ультраосновных и основных породах, составляющих массы сиры.

Многочисленные данные, приведенные в работах Е. Л. Кринова (1948), М. И. Дьяконовой (1968), Л. Г. Кваши (1965), В. Я. Харитоновой (1965, 1968), Л. Н. Овчинникова, И. А. Юдина (1966) и других исследователей, дают закономерную картину

Таблица 2

Химический состав каменных метеоритов
(по разным источникам)

Химический элемент, окисел	Содержание, %		
	минимальное	максимальное	среднее
SiO ₂	35,65	39,44	37,98
MgO	23,24	25,19	24,37
FeO	6,77	18,20	12,88
Al ₂ O ₃	2,06	4,55	2,92
CaO	1,52	2,46	1,80
Na ₂ O	0,70	1,62	1,08
K ₂ O	0,08	1,12	0,12
P ₂ O ₅	0,19	0,38	0,25
Cr ₂ O ₃	0,28	0,80	0,53
MnO	0,18	0,41	0,25
TiO ₂	0,09	0,29	0,14
Fe	7,13	18,68	11,58
Ni	1,15	1,92	1,46
Co	0,07	0,12	0,80
FeS	3,79	6,55	—
H ₂ O ⁻	—	0,10	—
H ₂ O ⁺	0,12	0,51	—
Нерастворимая часть	52,24	57,72	—
Растворимая часть	42,28	47,76	—
Удельный вес	3,43	4,11	—

соотношения химических соединений в составе каменных метеоритов, напоминающую соотношение этих компонентов в ультрабазитах земного происхождения (табл. 2).

Кроме перечисленных элементов и соединений, в метеоритах известны газы H_2 , N_2 , He, CO, CO_2 и CH_4 , а также уран, золото, цинк, олово, стронций, барий, цирконий, сурьма и редкие элементы. Специфические черты имеют углистые хондриты. Как показали исследования Г. П. Вдовыкина (1965), некоторые из этих метеоритов отличаются от других протолитов наличием низкотемпературных минералов. В их составе обнаружены доломит и брейнерит, элементарная сера, опаловидные частицы кремнезема, а также органические соединения. Ряд минералов углистых хондритов указывает на то, что эти метеориты не подвергались воздействию высокой температуры.

Относительно однообразный состав химических соединений обуславливает ограниченный набор минералов каменных метеоритов. Большинство известных в них минеральных образований тождественны с земными. Меньшую группу составляют минералы, известные только в протолитах метеоритов.

Минералы каменных метеоритов
(по разным источникам)

Земная группа		Метеоритная группа
Никелистое железо	Ортоклаз	Троилит
Магнетит	Хромит	Трейберзит
Оливин	Пентландит	Добреелит
Пироксены	Пирротин	Альфалит
Энстатит	Апатит	Муассанит
Бронзит	Тэнит	Маскеленит
Гиперстен	Шпинель	Лавренсит
Диопсид	Доломит	Меррилит
Анортит	Брейнерит	Вейнбергерит
Альбит		Коченит
		Ольдгамит

Ассоциации минералов в метеоритах необычны для земной коры. Земные минералы этой ассоциации имеют глубинное происхождение. Учитывая значительное количество специфических метеоритных минералов, можно считать несомненным, что условия минералообразования метеоритов были отличны от земных условий в геологическое время. Вместе с этим, возраст метеоритов — около 4,5 млрд. лет — свидетельствует о том, что в то отдаленное время и на Земле осуществлялся переход космического вещества в планетарное, формировалась твердая масса протолита.

Предполагается (Войткевич, 1971), что некоторые углистые метеориты, имеющие самую низкую плотность ($2,2 \text{ г/см}^3$) и сложенные аморфными гидратированными силикатами, наиболее близки по составу к химическому составу Солнца. Эти хондриты представляют собой наименее дифференцированный и фракцио-

нированный материал Солнечной системы, наиболее близкий к тому космическому веществу, из которого образовались планеты и астероиды.

Состав метеоритов дает основание утверждать, что для образования протолита планет были необходимы первоначальная высокая температура и последующее быстрое остывание.

В свете приведенных данных вырисовываются перспективы альтернативного решения проблемы происхождения метеоритов. Нам кажется несомненным их вулканическое происхождение. Это продукты, безусловно, солнечных и, возможно, планетных (в том числе земных) выбросов в период формирования первичной твердой коры.

ВЕЩЕСТВО ЛУНЫ

Вещество Луны, по сравнению с веществом метеоритов, находится в состоянии более высокой дифференциации. В преобразовании его состава главным, если не единственным, фактором был лунный вулканизм.

Современные данные о составе лунного вещества, полученные с помощью автоматических станций «Луна-10», «Луна-12» и особенно «Луна-16», а также добытые американскими исследователями, достаточно полно раскрывают его особенности («Правда», № 302 (19080), 29.X 1970 г.). На поверхности Луны распространены породы, по своему составу близкие к земным породам базальтового типа. На них лежит рыхлый покров — грунт (реголит) (рис. 1). Реголит представляет собой разнородный темно-серый порошок, легко слипающийся в рыхлые комки. По этому признаку лунный грунт напоминает комковатую структуру земных почв. Средняя пористость грунта 50—60%.

В рыхлой массе реголита встречаются сохранившие свежесть обломки коренных пород и включения новообразований из консолидированных частиц грунта. К последним относятся брекчии, спёки, стекла, остеклованные и ошлакованные частицы, крупинки металлического железа и отдельные минералы из коренных пород.

Коренные кристаллические породы на Луне, по заключению А. П. Виноградова, магматического происхождения. Выделяются мелкозернистые базальты и крупнокристаллические базальты габброидного типа. В незначительном количестве встречаются полукристаллические зерна анортозита. Последние иногда рассматриваются как «материковые» породы Луны. В море Изобилия, откуда получены образцы лунных пород, базальт покрывает огромную площадь и имеет совершенно ровную усложненную кратерами поверхность. Следовательно, море Изобилия, как, по-видимому, и все лунные «моря», представляет собой обыкновенное базальтовое планетарных масштабов плато.



Рис. 1. Лунный ландшафт.

Минеральный состав лунных пород представлен характерными для базальтов оливином, ильменитом, плагиоклазом, пироксеном. В породах из моря Спокойствия, доставленных американскими космонавтами, открыты три новых минерала — ферропсевдобрукит, хромо-титановая шпинель и пирокеманит. Это соединения титана, магния, железа, алюминия, а также других элементов, они отличаются от земных образований.

Для лунных протолитов характерно почти полное отсутствие воды, натрия, цезия и других летучих элементов, малое количество кислорода, увеличенное — титана, редкие включения металлического железа и золота. Большинство исследователей полагают, что поверхностная часть Луны в прошлом была в расплавленном состоянии, а химический состав лунных пород напоминает состав земных масс на дне океана.

Протолит Луны, доставленный космическими станциями «Луна-16» и «Луна-20», относится к породам базальтового и анортозитового типа (А. П. Виноградов, «Правда», № 125 (19633), 11.V 1972). Состав этих пород практически не отличается от состава земных ультраосновных образований (табл. 3).

Особенности рельефа Луны и состав ее минеральных образований свидетельствуют о завершающей стадии кристаллизации планетарного вещества и его вулканогенной дифференциации. На нашей планете это соответствует времени формирования базальтовой коры до всеобщего развития на ней процессов экзогенного преобразования и круговорота вещества в условиях тектоносферы.

На Луне процесс угасающего вулканогенного преобразования кристаллического протолита протекает и в современных условиях. Результаты этого процесса не скрыты под следами деятельности внешних геологических агентов и повсеместно об-

Таблица 3

Состав кристаллических пород и грунта (реголита) Луны, %
(по А. П. Виноградову, 1962)

Компонент	Кристаллическая порода — базальт («Луна-16»)	Кристаллическая порода анортозитового типа с оливином («Луна-20»)	Грунт — реголит («Луна-16»)	Грунт — реголит («Луна-20»)
Окись кремния	42,05	42,4	41,90	44,4
» алюминия	13,88	20,2	15,33	22,9
» железа	20,17	6,4	16,66	7,03
» кальция	10,8	18,6	12,53	15,2
» магния	6,05	12,0	8,78	9,70
» титана	5,5	0,38	3,36	0,56
» натрия	0,23	0,40	0,34	0,55
» калия	0,16	0,52	0,1	0,10

нажены. На поверхности нашего спутника навсегда запечатлено единство структуры и рельефа планет, впервые отмеченное в тектоорогении земного шара.

ПРОТОЛИТ. ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Первозданные породы Земли погребены под мощной толщей геологических образований, а на значительной части земного шара покрыты водой. В обнажениях на поверхности Земли протолиты встречаются редко. По общему мнению, они представлены ультраосновными породами, прежде всего перидотитами и дунитами. Часто эти породы залегают в древних складчатых и вулканических областях, где подняты из недр Земли тектоническими силами или вулканическими взрывами. Состав ультраосновных пород, по мнению А. П. Виноградова, отражает состав веществ верхней мантии. Это источник материала всех минеральных образований на Земле. Представление о верхней мантии Земли основывается на данных геофизических исследований. Известно, что поверхность мантии приподнята в пределах Мирового океана и прослеживается на глубине от 0 до 15 км от поверхности дна. В пределах материков верхняя мантия погружается. В складчатых горных сооружениях она прослеживается на глубине 65—70 км (Бондарчук, 1970).

Важнейшую особенность залегания верхней мантии составляет разница высот ее погребенной поверхности (55—70 км). Она более чем втрое превышает разницу уровней поверхности

земной коры, залегающей на мантии. Мощность земной коры всегда увеличивается в местах погружения мантии. Мантия и земная кора имеют тектонический несогласный контакт.

Верхняя мантия от покрывающих ее образований отделяется поверхностью Мохоровичича. Это главный стратиграфический раздел в тектоносфере Земли, отделяющий первичный планетарный материал от геологических коровых образований. Формирование поверхности раздела может быть следствием остывания расплавленной ранее массы планеты и образования на ней твердой кристаллической оболочки космической горной породы — протолита. Поверхность Мохоровичича, как первичная геоморфологическая поверхность, выражена повсеместно. В течение геологического развития планеты она была значительно деформирована. Особенно резкие нарушения поверхности Мохоровичича обнаружены на границах складчатых зон и платформ, а также внутри этих образований в областях сочленения структурных этажей. Поверхность Мохоровичича наиболее деформирована в зонах сочленения океанической и материковой коры. В этих местах также резко выражены изменения глубин залегания верхней мантии. При этом поверхность Мохоровичича обычно круто погружается под материк (побережье Тихого океана, в районы Черного и Средиземного морей и другие).

К наиболее значительным деформациям поверхности Мохоровичича относятся ее раздвоение, сбросы, структуры типа надвигов. Часто наблюдаются участки, где раздел Мохоровичича не прослеживается. Это, по всей вероятности, объясняется ассимиляцией некоторых масс протолита последующими минеральными образованиями, возникшими в процессе вулканогенной переработки протолитного материала.

Представление о составе протолитов верхней мантии Земли дают ультраосновные породы — дуниты, перидотиты, гарцбургит и т. п., являющиеся близкими по составу дифференциатами космического кристаллического вещества. Эти породы состоят почти исключительно из темноцветных магнезиально-железистых минералов. Преобладают оливин и пироксены — минералы, лишенные гидроксила. Из них оливин не насыщен SiO_2 и отличается высокой температурой плавления.

Светлоокрашенных минералов в ультраосновных породах мало или совсем нет. Дунит — кристаллическая порода, чаще всего светло-зеленого цвета. Обнаружен в горах Дун на о-ве Новая Зеландия, где залегает в виде куполов. Огромные куполообразные массивы дунита известны на Северном Урале. Сходные с уральскими дуниты известны в Трансваале, где они вместе с перидотитами залегают в нижней части лополита Бушвельда.

Минеральный состав дунитов однообразен. Состоят они на 98,5% из оливина и 1,5% — хромита. Из примесей известны хромовая шпинель пикотит, платина, диопсид и роговая обманка.

Перидотиты и близкие к ним пироксениты — средне- и крупнозернистые породы — обычно темно-зеленого, темно-бурого или почти черного цвета. В составе их преобладают оливин и пироксены. Есть примеси и других минералов.

**Общий список минералов
ультрасосновных пород**

Оливины	Ильменит
Пироксены	Пирротин
Амфиболы	Пикотит
Роговая обманка	Шпинель
Биотит	Корунд
Авгит	Гранат
Хромит	Плагиоклаз
Диоксид	Платина
Магнетит	Алмаз

Химический состав дунитов (табл. 4) можно считать исходным для всей последующей огромной и разнообразной ассоциации пород симы.

Таблица 4

Химический состав дунитов, % (по данным В. И. Лучицкого и Т. Барта)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.в.
1	39,07	0,22	0,37	1,29	11,86	—	45,08	0,68	0,07	—	—	—	0,10
2	40,03	0,00	0,57	0,00	8,29	—	48,80	0,00	—	—	—	—	1,28
3	40,49	0,02	0,86	2,84	5,54	0,16	46,32	0,70	0,10	0,04	2,88	0,05	—

Примечание: 1 — горы Дун, Новая Зеландия; 2 — Нижний Тагил, Урал; 3 — плутонический дунит, Урал.

Для ультрасосновных пород земных протолитов характерен высокий процент симы (84,15—86, 81—88,89), составляющей более трех четвертей этих пород. Все остальные соединения, кроме соединений железа, представлены долями процента. Соотношение отдельных элементов в дунитах и базальтах приведено в табл. 5.

В незначительном количестве в дунитах имеются As, Br, Rh, Sr, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Ba, Dy, W, Au, Pt, Tl, Th, U. Данных о наличии в дунитах других химических элементов недостаточно. В базальтах известны Se, Rn, Rh, Pd, Cd, Te, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Ha, Er, Vb, Ta, Re, Pt, Hg; эти элементы концентрировались в процессе последующего преобразования вещества мантии.

Таким образом, первичные минеральные ассоциации, или протолиты, представляют собой продукты спекания и сплавления космического вещества — ультрасосновные породы, которые

содержат немногочисленные минералы оливино-пироксено-амфиболовой группы и в рассеянном виде все известные химические элементы.

Среди полезных ископаемых, связанных с протолитами и продуктами их выветривания, т. е. образовавшимися в процессе естественного обогащения, наиболее распространены месторо-

Таблица 5

Химический состав дунитов и базальтов, %

Химический элемент	Химический состав дунитов и базальтов, %		Химический элемент	Химический состав дунитов и базальтов, %	
	Дунит	Базальт		Дунит	Базальт
Li	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	Ca	0,7	6,7
Be	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	Sc	$8 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
B	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Ti	$1,8 \cdot 10^{-2}$	0,78
F	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	Co	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Na	$2 \cdot 10^{-1}$	1,94	Cr	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Mg	25,9	4,5	Mn	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$
Al	0,5	8,7	Fe	9	8,56
Si	18,9	24,0	Cu	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
P	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	Ni	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$
S	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
Cl	$3 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	La	$5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
K	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$		$3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$

ждения хромита, никеля, платины, осмия, иридия, меди, концентрации серебра и свинца, титано-железные руды. С протолитами связаны также месторождения хризотил-асбеста, магнезита, талька, тальково-хлоритовых и др. образований.

Первозданные ультраосновные породы и все их модификации представляют собой всеобщий начальный источник материала для образования всех типов горных пород и всех полезных минеральных концентраций земной коры. Сходство или различие состава протолита и последующих минеральных ассоциаций, возникших в процессе переработки первозданной минеральной массы, определяется геохимическим воздействием, его повторяемостью, тектоно-структурными условиями и степенью вторичного обогащения дериватов первичным веществом вулканических извержений. Качественную сторону этого сложного явления отражает состав геологических формаций земной коры.

В преобразовании минерального состава ультраосновных протолитов, становлении базальтовой — океанической — и сиалической — материковой — земной коры определяющее значение принадлежит вулканизму и литогенезу.

БАЗАЛЬТОВАЯ, ИЛИ ОКЕАНИЧЕСКАЯ, ЗЕМНАЯ КОРА

Вулканизм — это комплекс явлений, связанных с перемещением магмы в земной коре и на ее поверхности. Типичное выражение его в недрах — интрузии магмы в земную кору и метаморфизм окружающих интрузии пород. На поверхности Земли вулканизм проявляется в виде вулканов, их деятельности и различных вулканических образований. В вулканологии, кроме решения ряда практических задач, рассматриваются важные теоретические проблемы, касающиеся энергии и происхождения магматического вещества в земной коре, его состава, связи вулканических процессов с горообразованием, размещения вулканов на земной поверхности, их деятельности и т. д.

С точки зрения проблемы происхождения земной коры и закономерностей размещения в ней месторождений полезных ископаемых перечисленные общие вопросы вулканологии не полностью освещают роль вулканизма как планетарного явления. Вся сумма фактов, известных современным наукам о Земле, дает основание утверждать, что вулканизм есть начальный геолого-исторический процесс пирогенного (магматического) преобразования и дифференциации первозданного ультраосновного вещества — протолита — в минеральные ассоциации основных магматических и пирокластических пород земной коры.

Вулканогенные образования целиком составляют базальтовый слой тектоносферы, пронизывают все структурные этажи сиалической земной коры, играют важнейшую роль в современном общем физико-географическом облике нашей планеты и ее специфических вулканогенных ландшафтах.

Как физико-химический процесс вулканизм — космическое явление. Он широко представлен на Солнце и планетах Солнечной системы. В частности, вулканогенное происхождение имеют поверхностные породы Луны и ее рельеф. Вулканическая деятельность на вечном спутнике Земли продолжается и в современных условиях.

На нашей планете вулканогенные образования, кроме планетарного базальтового слоя и вулканических горных ландшафтов, создают в сиалической коре геологические тела, структура, форма, размеры, состав, залегание, взаимоотношение и

распространение которых обусловлены в основном тектоническими движениями. Поэтому для нас особенно важно выяснить формы и роль вулканизма в геологической истории Земли, движение и состав вулканических масс, вулканогенную дифференциацию и преобразование земного вещества, взаимосвязь вулканизма и горообразования.

ВУЛКАНИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Общепринятая модель сферического строения Земли включает самостоятельную оболочку вулканогенных образований — базальтовую, или океаническую, земную кору и «гранитный» слой материковой коры. Наличие базальтового слоя свидетельствует об исключительно важном значении создавшего его вулканизма как глобального геологического процесса.

1398
Современные данные о структуре и вещественном составе внешней оболочки Земли еще недостаточны для характеристики вулканизма на ранних этапах геологического развития планеты. Существующие петрографические характеристики вулканогенных, в частности магматических, пород не раскрывают их генетических связей и естественного преобразования минерального состава вещества протолита в процессе становления земной коры. Поэтому рассматриваемые далее теоретические положения, вытекающие из общих расчетов и сопоставлений, нуждаются в еще дополнительном обосновании на конкретных примерах. Последние детальнее вырисуются в будущем в результате выяснения онтогенеза осадочных толщ структурных этажей разного возраста.

Глубина геологического поиска здесь охватывает всю тектоносферу, включая верхнюю мантию, базальтовую, или океаническую, и материковую кору. Известными (во многом условными) границами между этими структурными элементами тектоносферы принимаются поверхности Мохоровичича и Конрада. Геологическая интерпретация этих поверхностей раздела дана нами в 1963 г. Они представляют собой глобальные структурно-стратиграфические уровни, фиксирующие перерывы между крупными этапами геологического развития планеты.

Сферическое строение Земли и структура тектоносферы считаются результатом длительного развития материальной системы нашей планеты в процессе последовательного изменения ее термодинамического состояния. Результатом его является преобразование космического вещества в минералы и горные породы. Соответствующее действительности определение рассматриваемого процесса раскрывает закономерность развития структуры, вещественного состава, рельефа и всех геологических явлений, в частности вулканизма, протекавших и протекающих на нашей планете.

Отправным положением для оценки роли вулканизма в об-

разовании земной коры и структуры тектоносферы принимается концепция о начальном холодном состоянии Земли, представлявшей агломерат вещества планетозималий, или метеоритных частиц. Последующее разогревание недр в результате сжатия и генерации тепла различными другими способами завершилось глобальным плавлением и переходом космического вещества в полиминеральные геологические массы. Сосредоточение пылеватых частиц завершилось созданием сферического строения земного шара. Возникший тогда эллипсоид вращения был начальной формой геологического бытия Земли, а его поверхность — ареной всех последующих геологических процессов.

Существующая гипотеза происхождения Земли путем отделения от Солнца проще объясняет разогрев ее за счет унаследованного материнского тепла и дальнейшее неуклонное его излучение в космическое пространство. За счет унаследованного тепла возможно проявление вулканизма и образование космического минерального вещества — протолита — на Луне и других малых телах Солнечной системы.

С начальной стадией развития Земли были связаны первичные простые формы вулканизма. Это было всеобщее разогревание, спекание агрегатных частиц, сопровождавшееся выносом из недр относительно легкоплавких металлов, летучих веществ и некоторых первичных минеральных соединений. Следующий после образования твердой оболочки из первозданных пород этап развития земного шара характеризуется процессом становления базальтовой земной коры. Этот процесс был продолжением начавшегося ранее пирогенного преобразования планетарного вещества в постепенно сложившихся новых условиях. Главными особенностями этих условий были смена глобального плавления масс очаговым выплавлением и усиление осадкообразования, единственным источником материала для которого служили вулканогенные продукты.

Вулканизм на ранних этапах геологической истории Земли питался многочисленными магматическими очагами, происхождение которых еще не полностью ясно. Из существующих на этот счет предположений наиболее вероятным кажется мнение А. П. Виноградова о зонной плавке вещества мантии. Путем выплавления и дегазации из него выделились дуниты и базальтические магмы, являющиеся, таким образом, сингенетическими и синхронными образованиями. Однако при таком способе их образования структуру мантии определяли бы взаимосвязанные массы ультраосновных и основных пород, а базальтовая кора как самостоятельная часть тектоносферы не была бы представлена. Это противоречит действительности. Реальная структура внешней части земного шара свидетельствует о более раннем образовании минеральной массы первозданных пород мантии, последующего очагового плавления и образования наложенного базальтового слоя вулканогенным путем.

Источником материала для базальтовых излияний служили магматические расплавы, возникавшие в недрах протолита верхней мантии. С течением времени магматические очаги развивались также в новообразованном базальтовом слое.

Глубина залегания очагов вулканизма и возникновения базальтовых магм 50—60 км и больше (Лучицкий, 1971). Не касаясь здесь термодинамических проблем возникновения расплавов в недрах тектоносферы вообще, отметим только, что глубинная основная магма представляет собой первичный расплав протолитных минеральных масс, питающий основной магматизм, качественные особенности которого в области океанической коры сохраняются и в современных условиях.

Геологическая роль основной, или базальтовой, магмы исключительно велика в литогенезе и структурообразовании, так как она является главным (если не единственным) носителем и источником тепла, трансформирующим его из глубин во внешние зоны земного шара. Воздействие этого источника тепла считается главной причиной образования вторичных, сиалических, или гранитных, магм (расплавов).

Формы проявления вулканизма в эру образования базальтовой коры существенно отличались от современных. На основании очень ограниченных данных о структуре и рельефе базальтового слоя с определенной степенью вероятности можно допускать такую последовательность развития форм палеовулканизма.

1. Начальную форму представляли ареалы плавления. Они создавали своеобразный кратерный рельеф, возникавший в результате выплавления и выноса более легкоплавких соединений и выброса пирогенных шлаковых масс. Такой рельеф, надо полагать, свойствен всем планетам на начальной стадии их развития и в типичном виде представлен на Луне.

2. Следующую форму вулканизма представляют трещинные излияния. В результате их появлялись обширные базальтовые покровы и не менее значительные поля рассеяния кластического вулканогенного материала. В современных условиях проявления трещинного вулканизма наблюдаются в условиях океанической коры, в частности коры Срединных хребтов. Наиболее яркий пример трещинного вулканизма — вулканизм Исландии. В геологической истории с трещинными излияниями связано образование покровов Армении, Индии, Восточной Сибири, Като-зиатского вулканогенного пояса.

3. Щитовые вулканы — форма вулканических сооружений, характерная для океанической земной коры. В бассейне Тихого океана к ним относятся вулканические сооружения Гавайских островов. Большинство подводных вулканических гор и гайотов представляют собой образования также щитового типа.

В геолого-историческом плане щитовой вулканизм рассматривается как тектоорогенический процесс формирования остров-

ной суши, начальной стадии образования материковой земной коры. Океанические острова представляются теми структурными элементами тектоносферы, с которыми связан переход основных продуктов вулканизма путем взаимодействия с водой, воздухом и позже с живыми организмами в горные породы среднего и кислого состава. Развитие этого процесса связано с дальнейшим изменением формы вулканизма и состава вулканогенных масс.

4. Центральнокупольный вулканизм — кайнотипная форма вулканических сооружений областей океанических островных дуг, межостровных бассейнов, а также некоторых частей подвижных складчатых зон. Характеризуется куполовыми, часто безкратерными и конусными образованиями. Сложены вулканогенными продуктами смешанного сима-сиалического состава, преимущественно андезито-базальтами. Наиболее яркие примеры образований центральнокупольного вулканизма представляют Вулканические горы (Выгорлат-Гутинский хребет) в Закарпатье, вулканические образования Анд, вулканические острова внутри андезитовой линии в западной части Тихого океана и др.

5. Центральнократерный, или конусный, вулканизм — преобладающая форма материковой земной коры. Характеризуется накоплением в виде конусных гор рыхлых вулканогенных масс и лавовых потоков, состоящих из сиалического материала. Преобладают вулканические туфы, липариты и кварцевые порфиры. Многочисленные потухшие и действующие вулканы сосредоточены в складчатых подвижных зонах. Наиболее яркий пример представляют потухшие вулканы Кавказа, о-в Липари.

Разные формы вулканизма находятся в определенной зависимости от структуры недр и состава питающего глубинного вещества. Это в свою очередь определяет направленность породообразования и состав горных пород вулканических областей.

На завершающей стадии панвулканизма, или вулканического периода истории Земли, преобладают подводные излияния и выбросы вулканических продуктов основного состава. Позже, в меру нарастания аккумуляций, вулканогенное породообразование происходило в субаральных условиях океанических островов. Набор горных пород древних геологических формаций позволяет выделить последовательность развития процесса преобразования вулканогенного материала в горные породы. Здесь имеется в виду лишь историко-этапная, а не петрогенетическая сторона, позволяющая определить решающую роль вулканизма как фактора породообразования. До настоящего времени эта роль не нашла надлежащего определения и вулканизм рассматривается как сопутствующее явление в тектонике. Петрогенетические взаимоотношения напластований в земной коре вулканических областей составляют отдельную и самостоятельную проблему, решение которой будет иметь исключительно большое

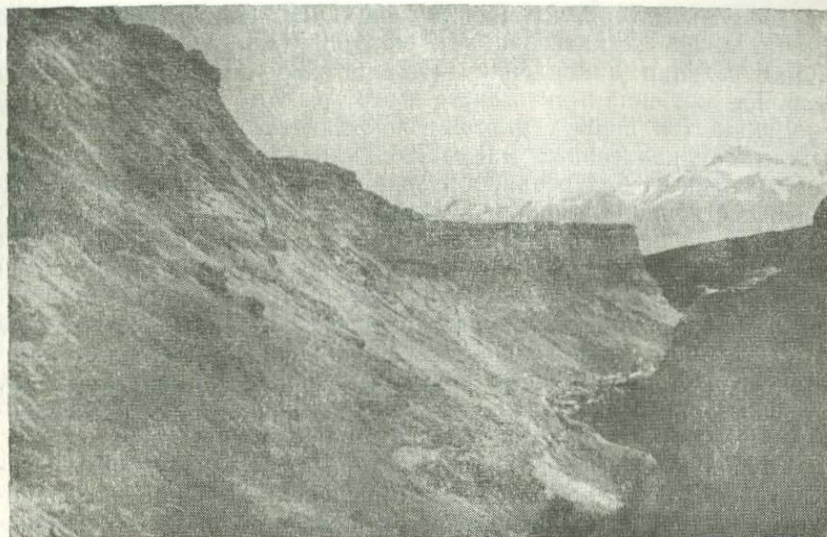


Рис. 2. Первичные вулканогенные отложения. Подножье Ключевской Сопки.

геолого-историческое прикладное значение. Вулканическая деятельность всегда выражается в сложной дифференциации минерального вещества, охватывающей его твердую, жидкую и газовую фазы.

Твердый материал переходит в расплавы и претерпевает сложные геохимические изменения. Подвижные компоненты при этом мигрируют из недр в виде флюидов, тепловых потоков и гидротермальных растворов. В верхних горизонтах Земли они входят в состав новых минеральных ассоциаций. Качественной особенностью последних является возрастание значения кислорода, кремния, натрия, алюминия, серы, кальция, свинца, меди, титана, серебра, тория, урана. Вместе с тем в базальтах — твердых массах второй ступени — снижается, по сравнению с дунитами, количество магния, никеля, кобальта, хрома и железа. Таким образом, направленность вулканогенно-геохимического изменения состава минерального вещества субстрата определяется утечкой из глубины Земли и концентрацией на ее поверхности более подвижных и легкоплавких элементов с целью и обогащения остаточной фракции расплава тугоплавкими и менее подвижными тяжелыми элементами.

В силу крайней изменчивости распределения химических элементов и минералов в субстрате и глубокой дифференциации вещества расплавов производные его всегда имеют близкий к исходному, но также крайне изменчивый состав, вплоть до мономинеральных пород, как, например, оливиниты.

Твердый материал в ареалах вулканизма подвержен также значительной дезинтеграции и механической дифференциации. С ним связано накопление вулканических брекчий. Особенно большое значение в литогенезе имеют рыхлые пирокластические продукты. На первых этапах геологического развития Земли рыхлые вулканогенные массы служили единственным источником материала для осадкообразования. В более поздние периоды существования планеты вулканогенные выбросы пирокластических масс преобладали в обогащении сиалических осадочных толщ глубинным веществом Земли (рис. 2). Дифференциация жидких основных лав, вероятно, завершается в основном в очагах плавления при магматической его фазе. Впоследствии еще до застывания на поверхности расплавленные массы обогащаются за счет ассимиляции в них некоторых элементов среды. Степень такого обогащения тем более значительна, чем разнообразнее состав среды на пути перемещения расплавов.

Глубокую дифференциацию претерпевают также вулканогенные газообразные вещества. Само выделение газообразных продуктов из твердого минерального вещества обусловлено изменениями давления и температуры. Дальнейшая дифференциация газообразных масс происходит в процессе фильтрации газов через толщу горных пород или водных масс в зависимости от условий вулканических извержений. Дифференциация газов лавовых потоков происходит также на поверхности Земли при их остывании.

Период всеобщего вулканизма в истории Земли завершился становлением главнейших особенностей нашей планеты, выделивших ее среди планет Солнечной системы. Земля покрылась мощной базальтовой корой, на ней образовались Мировой океан и живительная газовая оболочка. Среди Мирового океана поднимались единичные вулканы и цепочки вулканических островов. Пустынные просторы планеты были готовы стать ареной всепроникающей жизни.

БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Базальтовый слой земной коры распространен почти по всему земному шару. Нет его, по-видимому, лишь в некоторых частях дна Мирового океана, соответствующих поднятиям поверхности мантии.

Нижней границей базальтового слоя служит поверхность мантии — раздел Мохоровичича. Этот раздел резко выражен. Факты постепенного перехода состава и свойств глубинного вещества в коровые массы неизвестны. Во всех случаях наблюдаются контакты активного внедрения глубинных подкоровых масс в покрывающие толщи. Верхней границей базальтового слоя, как показывают геофизические исследования, также

является поверхность изменения состава и свойств вещества — раздел Конрада. Контакт базальтового слоя с покрывающими образованиями сialа земной коры также резкий, тектонический.

Взаимоотношение базальтовой коры и подстилающей ее мантии характеризуют такие особенности. В местах погружения поверхности мантии базальтовый слой имеет наибольшую мощность и поверхность его поднимается. Над поднятиями базальтового слоя на материках всегда размещаются впадины земной коры и приуроченные к ним бассейны аккумуляции. В составе выполняющих эти впадины отложений существенное место занимают вулканогенные образования. Примером могут служить Днепровско-Донецкая впадина, Донецкий кряж, Закарпатье и др. Мощность осадочных отложений в бассейнах этого типа часто превышает 18 000 м.

Залегают базальтовый слой на разных глубинах. В океане он обычно выступает на поверхности дна и прикрыт лишь современными осадками. Аналогичное явление наблюдается во впадинах подвижных зон, например, на дне Черного моря. В пределах материковых платформ базальтовый слой также залегают на разных глубинах: на Украинском щите его поверхность 3—6 км, в Криворожской зоне — 6—8; в других частях щита базальтовый слой прослежен на глубине 12—16—18 км, у края Восточно-Европейской платформы — 20, в Крыму — 10, в Черном море — 15—18, в Карпатах — 20—25, под Донецким кряжем — более 30 км.

По данным геофизических исследований (Соллогуб, Чекунов, Ливанова, 1967), мощность базальтового слоя земной коры изменяется в пределах от 15—18 до 30—40 км. В южной части Европейской территории СССР этот слой имеет мощности (в км): в Крыму — 30—40, в Криворожском железорудном бассейне (Белозерка) — 35—40, в пределах Украинского щита — в среднем 20—25, в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком кряже — не более 12—15.

Установлено, что мощность базальтового слоя земной коры резко уменьшается на поднятиях поверхности мантии и увеличивается в ее понижениях. Из этого следует, что базальтовый слой по отношению к верхней мантии представляет эпигенетический, самый нижний и наиболее древний комплекс геологических напластований.

Формирование базальтового слоя земной коры происходило как обычный геологический процесс наращивания сверху его толщи путем отложения продуктов, выносимых из глубин Земли. Вулканогенные продукты панвулканизма не были однородными. Наряду с магматическими изменениями происходили выбросы огромных масс пирокластического материала, который подвергался дифференциации и, отлагаясь, приобретал качества осадочной породы, как это наблюдается в районах современного вулканизма. В местах аккумуляции образовавшиеся оса-

дочные толщи перекрывались новыми излияниями базальтов и входили в состав базальтовой коры.

С течением времени вулканизм сохранял свою интенсивность преимущественно в подвижных зонах земного шара. В местах зарождения и развития материковой земной коры сохранялись и возникали локальные или островные центры вулканизма. Океаническая земная кора в значительной степени сохраняет черты первичного вулканического рельефа с характерными для него вулканическими плато, горами и кальдерами. Такой реликтовый вулканический рельеф погребен под водами Мирового океана.

Как известно, глубинным геофизическим зондированием установлено в базальтовом слое наличие участков с разной плотностью. Ограничивающие эти участки поверхности раздела прослеживаются на разной глубине, имеют относительно незначительное протяжение. Поверхность Конрада, представляющая верхний структурный рубеж базальтового слоя, по-видимому, имеет глобальное значение.

Неоднородная плотность базальтового слоя тектоносферы явно свидетельствует о разном составе вулканогенных образований, принимающих участие в его строении. Предположительно модель структуры базальтовой земной коры включает как главные составные части преобладающие покровные массивы базальта и относительно меньшие толщи метаморфизованных пирокластических масс. Они содержат реликтовые блоки ультраосновных пород. Блоки эти рассматриваются как тектонические клиппены и как интрузии вещества мантии в базальтовую кору. Первые из них сосредоточены преимущественно в зонах древних планетарных разломов. Вторые связаны с подвижными областями далекого геологического прошлого. Их влияние иногда сказывается в развитии структуры некоторых складчатых районов древних платформенных областей. Такое происхождение, очевидно, имеют крупные массивы ультраосновных пород, известные на Урале, в Динарских горах и других местах, с которыми связаны многие рудные концентрации.

Первичная структура базальтового слоя непрерывно развивалась и усложнялась в процессе вулканической деятельности. Выплавление и вынос на поверхность вулканогенных продуктов активизировали перемещение и дифференциацию вещества внутри базальтового слоя. Особый интерес представляют остаточные и тугоплавкие продукты вулканической дифференциации в магматических очагах базальтового слоя. Они отличаются повышенным содержанием рудных минералов. В определенных структурных условиях это непосредственный источник вещества для образования рудных месторождений. В подвижных зонах определенных геолого-исторических эпох состав их характеризует рудные провинции. Меньшее место в строении земной коры, по сравнению с базальтом, занимают глубинные производные

основной магмы — породы габбрового ряда, внедрившиеся в более позднюю минеральную среду. Как источник материала для образования новых геологических формаций эти породы имели относительно небольшое значение.

Вещественный состав пород базальтового слоя по сравнению с составом пород протолита более разнообразен. Это объясняется большим разнообразием сочетаний минеральных компонентов, создававшимся в процессе вулканогенной дифференциации и естественного обогащения вулканогенных масс.

Ближе всего по составу к субстрату, каковым здесь является дунит, находятся базальты океанического дна и связанные с ними пирокластические материалы. Представление о них дают породы Срединных океанических хребтов. Состав платобазальтов характеризует следующий шаг по пути снализации. Они состоят из материалов переработки пород базальтового слоя. Продукты плавления протолитов в платобазальтах составляют лишь часть, большую или меньшую в зависимости от глубины залегания центров трещинных излияний. Еще один шаг по пути обогащения вулканических пород силиций-алюминиевым веществом представляет состав базальтовых масс, изливаемых центральными вулканами на материках. В случаях неглубокого залегания очагов такие вулканы извергают смешанные продукты андезитового состава. При дальнейшем возрастании примеси сиалического материала при сплавлении возникают вторичные магмы гранитоидного состава. Последние представляют уже характерную особенность процесса литогенеза толщ материковой земной коры.

Таким образом, создается эволюционный ряд вулканогенных образований, изменение вещественного состава которых отражает изменение соотношения их компонентов от ультраосновных до кислых магматических пород. Узловые звенья этого ряда представляют: дунит — океанит (протобазальт) — островит (палеобазальт) — платобазальт — небазальт — андезит — липарит.

СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

Океанит, или протобазальт, по нашему мнению, наиболее распространенная на Земле горная порода. Это продукт первичной вулканогенной дифференциации вещества верхней мантии и главная составная часть базальтовой земной коры. На материках протобазальт подстилает земную кору, в Мировом океане он лежит на дне. Из океанита сложены Срединные океанические хребты, подводные валы, горы, гайоты и другие образования, а также цоколь щитовых вулканов. Лавы этих вулканов имеют близкий к протобазальтам состав.

Океаниты, или протобазальты, как следует из приведенных данных (табл. 6), характеризуются близким составом во всех

частях земного шара. Все они показывают увеличение, по сравнению с протолитами, кремнезема на 2—9%, титана — более чем на 3, алюминия — на 8—15, кальция — на 7—11% и снижение магния почти на 40%. Высокая степень дифференциации состава базальта, по-видимому, зависит от развития геохимических процессов в основных расплавах в условиях, характерных для нижних горизонтов тектоносферы. Поэтому состав базальтов, которые происходят из магм, образовавшихся на определенных глубинах, всегда близкий и не зависит от времени извержений.

Эти закономерности наблюдаются также для платобазальтов платформенных областей. Платобазальты — это результат трещинных излияний. Распространены они преимущественно на ма-

Таблица 6

Химический состав океанитов (протобазальтов), %
(по разным источникам)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
1	40,49	0,02	0,86	2,84	5,54	46,32	0,70	0,10	0,04	2,88	—
2	45,6	1,7	8,3	2,3	10,2	21,7	7,5	1,3	0,40	0,60	—
3	42,72	0,66	11,45	1,77	11,41	17,85	7,59	0,29	0,79	4,09	—
4	49,31	1,39	16,15	2,41	6,79	7,99	11,78	2,82	0,26	—	0,18
5	45,60	2,97	15,14	4,55	7,79	7,52	10,19	2,97	1,22	—	0,49
6	46,25	3,08	15,05	3,72	8,48	7,53	9,46	3,03	1,22	—	0,54
7	45,62	3,20	14,58	3,20	9,37	7,88	10,73	2,65	1,05	—	0,37

Примечание: 1 — плутонический дунит; 2 — средний состав океанитов, Гавайские острова; 3 — пикритовый базальт, Восточная Сибирь; 4 — толеновые базальты Средних хребтов (среднее из 26 анализов); 5 — щелочные оливиновые базальты островов Атлантического океана — Азорских, Канарских, Зеленого Мыса, Святой Елены, Вознесения и др. (среднее из 48 анализов); 6 — щелочные оливиновые базальты островов Тихого океана — Самоа, Галапагос, Тубуан, Общества, Трак, Таити, Попане и др. (среднее из 47 анализов); 7 — щелочные оливиновые базальты островов Индийского океана — Маврикий, Марнион, Крозе (среднее из 15 анализов).

териковых платформах, занимая сотни тысяч квадратных километров, по особенностям образования и распространения сравнимы с аналогичными породами базальтового слоя земной коры. По-видимому, происхождение, подобное платобазальтам платформ, имеют базальтовые покровы складчатых зон. Наиболее яркими примерами такого типа образования земной коры являются траппы Средне-Сибирского плоскогорья, базальты Индии, Африки, Бразилии, Патагонии, Орегона, а также вулканические покровы Армении, Малой Азии, Исландии.

Как видно из табл. 6 и 7, протобазальты океанического дна и материковых областей имеют близкий состав, что свидетельствует об однообразных условиях среды зарождения базальтовых магм. Эти магмы мы рассматриваем как продукты выплав-

ления из масс верхней мантии и ее глубинных дифференциатов. Для них характерно содержание (в %):

SiO ₂	— до 50,	CaO	— около 10,
Al ₂ O ₃	— » 15,	Na ₂ O	— » 3,
TiO ₂	— » 3,	K ₂ O	— » 1
MgO	— » 7,		

Основные породы с содержанием кремнезема более 50%, алюминия — более 15 и магния — меньше 5%, представляют собой гибридные производные, образующиеся в результате глубинного плавления минеральных ассоциаций — продуктов первичной геологической дифференциации. Степень углубления последней отражается на составе магматических образований островной суши.

Таблица 7

Химический состав платобазальтов и близких пород основного состава, % (по разным источникам)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	48,43	1,48	15,35	3,59	9,39	0,19	6,18	10,69	2,18	0,73	0,13
2	48,31	1,44	14,52	4,95	8,20	0,19	6,88	10,83	2,23	0,91	—
3	49,42	2,15	14,06	3,80	9,33	0,18	5,26	9,95	2,67	0,83	0,32
4	47,96	2,02	15,39	5,75	5,85	0,18	6,31	8,77	3,32	1,64	0,45
5	46,85	9,31	15,40	4,55	8,10	0,18	6,68	10,31	2,70	1,15	0,37
6	48,05	2,83	13,67	4,20	8,48	—	6,18	10,76	2,41	1,01	0,38
7	48,28	2,14	15,50	3,43	7,58	0,14	6,99	8,51	3,15	1,41	0,45
8	48,33	2,76	14,14	3,65	9,55	—	6,94	10,00	2,94	1,03	—

Примечание: 1 — Сибирская платформа (среднее из 176 анализов); 2 — траппы, п-ов Таймыр (среднее из 65 анализов); 3 — траппы, плато Декан (среднее из 31 анализа); 4 — базальт, Восточный Китай, Южное Приморье (среднее из 31 анализа); 5 — базальт, Великие Африканские разломы (среднее из 34 анализов); 6 — базальт, о-в Мадагаскар (среднее из 24 анализов); 7 — базальт, Австралия (среднее из 145 анализов); 8 — средний платобазальт.

Островит, или палеобазальт, выделяется по преимущественному распространению на океанических островах. Представлен в широких стратиграфических границах от докембрия до современных извержений. Кроме океанических островов распространен в подвижных зонах. Во всех случаях образует залежи относительно небольших размеров, состоящие из частей разного возраста. Из-за того, что тектоно-структурные условия развития островного вулканизма, были неодинаковыми и разновозрастными, состав островитов очень изменчив. Последнее, прежде всего, относится к более молодым и современным формациям.

Приведенные данные (табл. 8) подтверждают однотипный состав базальтовых масс и единую направленность его изменения (сигнализацию) по всему земному шару. Вместе с тем эти данные характеризуют некоторый условный рубеж, начиная с которого вулканизм все более отражает взаимосвязь с тектони-

кой и влияние геологической среды на состав вулканогенных продуктов. Это прослеживается на всех вулканических островах и районах вулканизма.

Таблица 8

Химический состав островитов, или палеобазальта, %
(по разным источникам)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
1	51,08	1,03	17,28	4,27	7,42	4,52	10,55	2,08	0,68	0,64
2	51,82	1,18	15,90	2,24	8,20	8,60	8,16	2,26	0,58	0,40
3	50,41	1,63	16,26	3,95	7,08	3,22	6,67	3,63	2,28	2,39
4	51,42	0,99	16,29	4,10	5,15	6,84	9,61	2,36	1,30	0,57
5	51,90	2,14	17,16	3,33	5,82	4,10	7,08	3,29	1,36	2,74
6	51,25	0,96	18,36	3,62	5,84	5,17	10,10	3,06	0,95	—
7	51,57	0,96	18,64	4,14	5,52	4,64	9,51	2,95	1,39	—
8	51,66	1,15	18,39	5,00	4,82	4,00	9,45	2,35	1,26	—
9	52,25	1,09	17,62	2,88	6,05	5,93	8,98	3,32	0,83	—

Примечание: 1 — базальт, Курильские о-ва; 2 — оливковый базальт, Японские о-ва; 3 — олигоклазовый базальт, о-в Кергелен, Индийский океан; 4 — базальт, Центральная депрессия, Камчатка; 5 — оливковый базальт, северное побережье Охотского моря; 6 — базальт, Алеутские о-ва; 7 — базальт, Индонезия (среднее из 35 анализов); 8 — базальт, Закарпатье; 9 — базальт, Каскадные горы.

Вулканические острова. Простейшую форму вулканических островных сооружений представляет о-в Богослов в Алеутской островной дуге (рис. 3). Он состоит из нескольких вулканических конусов, находящихся на разных ступенях денудации. Сложен из базальтовых лав. К этому типу относится также вулкан Стромболи. Он имеет вид правильного конуса, на 926 м поднимающегося над уровнем Средиземного моря и почти на 3500 м — над уровнем его дна.

Несколько более сложное строение вулканических о-вов Кергелен в южной части Индийского океана. Архипелаг состоит из одного крупного острова Кергелен и 300 малых островов общей площадью около 7 тыс. км². Сложены острова базальтом. Рельеф гористый. Высшая вершина — гора Росса — 1965 м над уровнем моря.

Магматические породы о-ва Кергелен обнаруживают высокую степень дифференциации и отражают влияние экзогенных факторов осадкообразования на состав субстрата, из расплавов которого образовались эти породы. Среди них известны породы от ультраосновных протобазальтов до кислых трахитов (табл. 9).

Строение о-ва Таити, расположенного в южной части Тихого океана в архипелаге островов Общества, аналогично строению о-вов Кергелен. Этот остров вулканического происхождения, состоит из двух массивов, соединенных перешейком до 2 км шириной. Площадь 1,6 тыс. км². Рельеф гористый. Высшая гора — Орохена, 2241 м над уровнем моря.

На Таити, как и на о-вах Кергелен, представлены породы от протобазальтов до кислых трахитов (табл. 10). На них развита мощная кора выветривания. Остров покрыт тропической растительностью.

В южной части Атлантического океана такое же несложное строение имеет о-в Святой Елены. Площадь его 122 км².

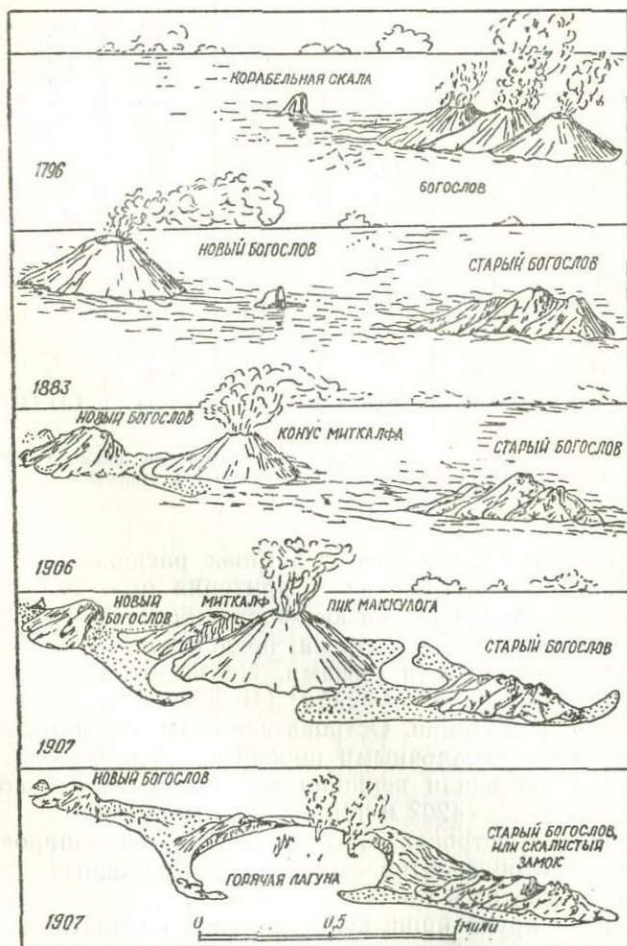


Рис. 3. История вулкана Богослов (по Лобеку, 1939).

Сложен базальтом. Рельеф гористый. Высшая точка — 818 м над уровнем моря. На острове сохранились кратеры потухших вулканов.

Дальнейшее усложнение структуры островов и большую изменчивость состава магматических образований представляют Гавайские о-ва в Тихом и Исландия в Атлантическом океанах.

Таблица 9

Химический состав лав о-ва Кергелен, %
(по Ю. А. Кузнецову, 1964)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,74	46,00	50,41	54,10	62,74
TiO ₂	1,61	1,62	1,63	0,40	0,42
Al ₂ O ₃	13,57	12,42	16,26	21,66	16,46
Fe ₂ O ₃	4,14	0,53	3,95	1,87	1,83
FeO	8,98	12,72	7,08	1,72	3,70
MnO	0,45	0,27	1,10	0,35	0,19
MgO	10,85	11,0	3,22	0,13	0,07
CaO	9,09	10,0	6,67	2,09	1,92
Na ₂ O	2,35	2,64	3,63	7,68	5,29
K ₂ O	2,47	0,42	2,28	6,55	5,68
H ₂ O ⁻	0,77	0,63	1,41	0,38	0,78
H ₂ O ⁺	1,22	0,60	0,98	2,38	1,01
P ₂ O ₅	0,50	0,19	1,01	0,24	0,05
CO ₂	0,05	Следы	Следы	Следы	—
Cl	—	—	—	0,14	—
BaO	0,02	—	0,02	0,02	—
Сумма	99,81	99,92	99,65	99,71	100,14

Примечание: 1 — лимбургит; 2 — оливиновый базальт; 3 — олигоклазовый базальт; 4 — санидиновый фонолит; 5 — трахит.

Гавайские, или Сандвичевы, острова расположены в центральной части Тихого океана. Территория их — 16,7 тыс. км². Вытянуты с северо-запада на юго-восток более чем на 2500 км. В северо-западной части острова представляют собой скалы, украшенные коралловыми рифами. На юго-востоке сосредоточены крупные острова — Гавайи (10 399 км²), Мауи, Оаху, Кауаи, Молокаи и Ланаи. Острова сложены базальтовой лавой и в понижениях — осадочными породами. Рельеф горный, вулканический. Наивысшая вершина на о-ве Гавайи — потухший вулкан Мауна-Кеа — 4202 м над уровнем моря.

На Гавайских островах состав лав меняется в широких пределах — от протобазальтов, близких производных вещества мантии, до андезитов и трахитов (табл. 11).

Исландия — крупнейший вулканический базальтовый остров, на котором, кроме собственно вулканических образований, уже отложились слоистые осадочные толщи. Площадь Исландии 103 000 км². Рельеф — плоскогорье. Высшая точка — вулкан Хваннадальсхнукур — 2119 м над уровнем моря. На острове представлены обширные базальтовые плато и многочисленные вулканические сооружения. На южной части острова поверхность низменная, часто заболоченная, на севере она круто обрывается к морю.

Таблица 10

Химический состав типичных лав о-ва Таити, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,26	43,25	48,91	55,47	61,73
TiO ₂	3,46	2,27	2,43	1,34	0,87
Al ₂ O ₃	14,30	8,33	19,00	19,00	18,76
Fe ₂ O ₃	4,61	4,90	3,40	3,22	2,00
FeO	7,79	7,58	4,08	2,22	1,54
MnO	0,21	0,13	0,34	0,24	0,09
MgO	8,34	19,02	2,04	1,68	0,94
CaO	11,26	12,36	5,78	3,71	1,61
Na ₂ O	3,48	1,36	7,07	7,80	6,98
K ₂ O	1,59	0,55	3,92	4,87	5,40
P ₂ O ₅	0,70	0,25	0,47	0,45	0,08
Сумма	100,0	100,0	97,44	100,0	100,0

Примечание: 1 — базанит; 2 — анкармит; 3 — таити-фельдшпатонидный трахиандезит; 4 — фонолит; 5 — фонолитовый трахит.

Базальты, принимающие участие в строении Исландии, извлекаются с начала третичного времени. В толщах пирокластич-

Таблица 11

Химический состав лав Гавайских о-вов, %
(по Теннеру и Ферхугену)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36,75	42,30	45,97	47,98	50,45	50,97	50,42	51,99	61,19
TiO ₂	2,41	2,41	1,75	3,58	2,33	2,14	2,97	3,02	0,37
Al ₂ O ₃	11,98	10,52	5,98	15,32	14,94	13,72	11,62	16,30	17,43
Fe ₂ O ₃	6,05	4,22	5,86	2,49	3,38	2,39	2,71	2,75	1,65
FeO	7,45	9,70	7,39	8,86	7,55	7,61	9,07	7,44	2,64
MnO	0,08	0,06	0,11	0,12	0,08	0,11	0,10	0,11	0,32
MgO	12,08	14,90	23,55	6,16	7,67	10,18	10,11	3,19	0,40
CaO	13,81	12,08	6,47	10,28	9,17	8,51	9,74	6,67	0,86
Na ₂ O	4,75	1,56	1,50	3,56	2,84	2,56	2,09	5,64	8,28
K ₂ O	0,91	0,42	0,42	1,08	0,35	0,61	0,39	2,13	5,03
H ₂ O ⁻	0,36	0,45	0,04	0,25	0,23	0,08	—	0,07	0,14
H ₂ O ⁺	1,61	0,87	0,64	0,62	0,73	0,61	—	0,29	0,39
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
P ₂ O ₅	1,41	0,33	0,21	0,22	0,27	0,28	0,27	1,25	0,14
Cr ₂ O ₃	0,03	0,11	—	—	0,05	0,07	—	—	—
BaO	0,13	—	—	0,06	—	—	—	—	0,03
Сумма	99,81	99,93	99,89	100,53	100,04	99,84	99,49	100,85	99,89

Примечание: 1 — нефелино-мелилитовый базальт, серия Гонолулу, о-в Оаху; 2 — пикритовый базальт, вулкан Халеакала, о-в Гавайи; 3 — пироксеновые базальты, вулкан Мауна-Лоа, о-в Гавайи; 4 — оливковый базальт, серия Полулу, Кохала, о-в Гавайи; 5 — базальт (по 10 анализам), серия Коолау, о-в Оаху; 6 — гиперстеновый базальт с вкрапленниками оливина, гиперстена и лабрадора, серия Коолау; 7 — лава (по 24 анализам), вулкан Мауна-Лоа, о-в Гавайи; 8 — муджирит («олигоклазовый андезит»), серия Хави, Кохала, о-в Гавайи; 9 — трахит, вулкан Хуалалаи, о-в Гавайи.

ческого материала на острове обнаружены окаменелые стволы третичной растительности и пласты лигнита. На севере острова распространены морские отложения плиоценового возраста. Наиболее возвышенные части Исландии покрывают ледяные массивы. От их края в долины спускаются отдельные глетчеры. Вокруг ледяных массивов распространены валы конечных морен, обширные зандровые поля, особенно значительные в южной, пониженной, части острова. Сложены обломочные отложения переработанными льдом и флювиогляциальными потоками, вулканогенными образованиями.

Таким образом, в Исландии мы имеем пример непосредственного образования морских и континентальных отложений из продуктов вулканических извержений.

Высшую степень дифференциации вулканогенного вещества и его значения как источника материала в процессе осадкообразования в течение всего геолого-исторического развития представляют такие древние острова, как Японские, Зондские, Новая Зеландия. По структурным особенностям это, собственно, мини-материки. Аналогичное с этими островами строение имеют такие части материков, как Камчатка, Приморье, лишь недавно закончившие островное развитие и присоединившиеся к материку.

Японские острова дают особенно много материала для решения проблемы вулканизма, литогенеза и горообразования. Они расположены в западной части Тихого океана у восточного побережья Азии в виде дуги, вытянутой в основном с северо-востока на юго-запад на протяжении 3400 км. Большие Японские о-ва — Хоккайдо, Хонсю и Кюсю — представляют собой тектонические структурные узлы западной части Тихого океана и наиболее древние островные образования в ее пределах. Эти острова в свою очередь состоят из нескольких отдельных массивов, в прошлом самостоятельных островов. В их строении принимают участие вулканогенные осадочно-метаморфические и осадочные отложения от палеозойского до четвертичного возраста. Общая площадь Японских островов превышает 370 тыс. км².

Крупнейший тектонический узел Японских о-вов — Хоккайдо — занимает площадь 77,7 тыс. км². Его рельеф горный, тектоно-вулканический (рис. 4), складчато-глыбовый. Гора Асахи в Центральном горном массиве поднимается до 2290 м над уровнем моря. В тектоорогении Хоккайдо выделяются сооружения меридионального (сахалинского) и северо-восточного (курильского) направлений. Между ними расположен Центральный горный массив. Юго-западная часть Хонсю — полуострова Соко-тан и Осима — это отдельные связанные перемычкой массивы, лежащие на структурном продолжении Хонсю.

Таким образом, в тектоническом узле Хоккайдо сочленяются три структурные части: 1) центральная (меридиональная, сахалинская), главная и наиболее древняя его часть, 2) северо-вос-

точная (курильская) и 3) юго-западная, Хонсю; две последние — более молодые, мезокайнозойские образования.

Центральную часть Японских островов составляет тектонический узел Хонсю. Этот остров занимает площадь 230,4 тыс. км². Его тектоно-вулканический горный рельеф очень резкий. Высшая вершина — вулкан Фудзияма — 3776 м. Субмеридиональная зона поперечных долин и котловин, или разломов, Фосса-Магна в центре острова разграничивает его отдельные

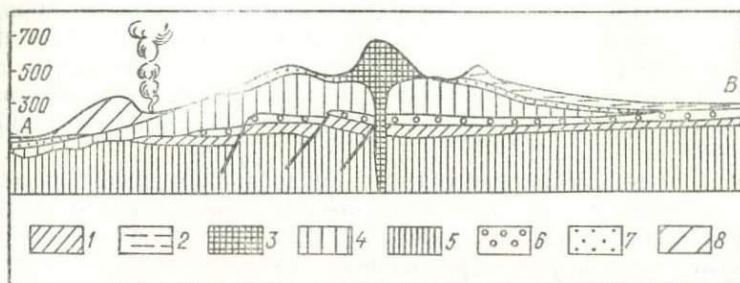


Рис. 4. Вулкан Усу на о-ве Хоккайдо (из Вильямса, 1941):

1 — гиперстен-авгитовый андезит; 2 — грязевые потоки; 3 — гиперстен-андезитовые купола; 4 — андезитовая сомма; 5 — липарит; 6 — четвертичные пески (делювий); 7 — вулканический пепел; 8 — область поднятий 1910 г.

массивы, в прошлом самостоятельные острова. В северной части Хонсю горные сооружения протягиваются в меридиональном направлении, вдоль острова. В центре его располагаются поперечные, также меридиональные хребты Хида, Кисо и другие. На их южном продолжении лежат острова Идзуситито, Бонин, Волкано и далее Марианские острова, с внешней стороны Восточно-Азиатских островных дуг лежат по системе Курильская, Японская и Марианская впадины, по которым проходит северо-западная граница протобазальтового дна Тихого океана. Вулканические о-ва Идзуситито, Бонин, Волкано небольших размеров и, очевидно, образовались недавно.

Южная половина Хонсю и расположенный параллельно ему о-в Сикоку имеет близкое к широтному юго-западное простираение. Это самостоятельные образования и структурно с расположенным юго-западнее о-вом Кюсю не связаны.

Таким образом, Хонсю, как и Хоккайдо, представляет собой тектонический узел, в котором соединяются параллельные структуры меридионального направления, главные из которых Фосса-Магна, Идзуситито, Волкано, и субширотные образования Сикоку, южный Хонсю.

Тектонический узел — о-в Кюсю — занимает площадь около 42 тыс. км². Рельеф гористый. Гора Собо поднимается до 1758 м над уровнем моря. Распространены сложенные гранитом и сланцами низкогорья и вулканические плато. Много потухших вулканов Действующий вулкан Кирисима поднимается до 1700 м

над уровнем моря. Вулканический массив Кудзю (1788 м) — высшая точка острова.

Подводное поднятие, на котором стоит Кюсю, протягивается на юго-запад. С юго-востока к нему прилегает гряда Рюкю. На юго-западе островная дуга Рюкю примыкает к тектоническому узлу о-ва Тайвань. Длина этой островной дуги 1200 км. Общая площадь островов 2422 км². Рельеф гористый. Есть действующие вулканы. Остров Яку поднимается до 1935 м над уровнем моря. В южной части дуги острова окружены коралловыми рифами. В осевой части некоторых островов выступают складчатые толщи палеозоя. На восточном краю местами представлены осадочные отложения мезокайнозойского возраста. На западном, внутреннем, краю преобладают молодые вулканогенные породы.

Как видим, Японские острова представляют собой объединение на приподнятом протобазальтовом цоколе разновозрастных тектоорогенических построений. Они включают постепенно усложняющийся ряд образований — от элементарных вулканических островов до огромных участков островной суши складчато-блокового строения, со сложным горным рельефом, в строении которого определяющее значение принадлежит магматическим породам и вулканам.

Вулканогенные образования на Японских островах представлены от ультраосновных до кислых продуктов (табл. 12).

Таблица 12

Химический состав вулканогенных образований Японских о-вов, %
(Геологическое развитие Японских о-вов, 1968)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
1	46,79	1,61	18,03	4,96	7,52	0,19	5,76	10,55	2,67	0,79	0,93	0,08
2	49,64	1,41	18,86	5,80	4,15	0,13	4,66	10,28	2,45	1,15	0,69	0,17
3	50,37	0,58	16,24	2,73	8,59	0,11	7,13	11,17	1,46	0,21	1,09	0,04
4	55,83	0,61	17,75	2,76	6,01	0,17	3,90	8,62	2,98	0,55	0,36	0,13
5	57,24	0,53	16,89	2,67	5,78	0,13	4,45	8,09	2,52	0,76	0,64	0,10
6	60,69	0,71	16,72	3,60	3,96	0,09	2,94	5,83	3,51	1,57	0,46	0,15
7	69,74	0,45	15,59	1,52	2,59	0,08	0,85	3,33	3,43	1,36	0,90	0,22
8	70,01	0,44	14,42	1,58	2,02	Следы		0,99	5,85	3,48	1,38	1,45
9	70,84	0,08	15,68	2,31	0,21	0,02	0,17	0,32	4,53	4,68	0,69	0,04

Примечание: 1 — авгит-оливиновый базальт, центральная часть о-ва Хоккайдо, 2 — оливиновый базальт, о-в Кюсю; 3 — оливин-бронзит-пикнитовый базальт, северная часть о-ва Хоккайдо; 4 — авгит-гиперстеновый андезит, вулкан Хаконо; 5 — оливин-авгит-гиперстеновый андезит, центральная часть о-ва Хонсю; 6 — авгит-гиперстеновый андезит, восточная часть о-ва Хоккайдо; 7 — гиперстеновый дацит, вулкан Асу, юго-западная часть о-ва Хоккайдо; 8 — дацит, вулкан Амаги; 9 — щелочный риолит, о-в Ики.

В мощных осадочно-метаморфических толщах Японских островов, кроме эффузивных образований, чрезвычайно распространены интрузии, обычно небольших размеров. В их составе известны перидотиты, габбро, диабазовые породы, гнейсовидные

граниты и различные гранитоиды, заключающиеся в осадочных образованиях без резких интрузивных контактов.

Осадочные толщи на Японских островах разновозрастные. Они характеризуются огромной мощностью и ограниченным распространением (табл. 13). Залегающие в них интрузивы гранита небольших размеров — десятки или сотни метров.

Таблица 13

Характеристика структурно-стратиграфических комплексов Японских о-вов

Возраст	Серия, состав	Мощность, м
Докембрий (?)	Гнейсы Хида (граниты Фуназу) Сланцы Абакума	15 000 2 500
Силур	Пирокласты, песчаник	300
Девон		2 000
Карбон ранний	Пирокласты, известняк	2 400
» средний	Карбонатные фации	1 800
Пермь	Конгломерат, туф и др.	1 700
Триас	Группа Ацу Группа Минэ	2 000 3 000—5 000
Юра	I группа Курума Группа Кудзурю Группа Симанто, о-в Сякоку	10 000 3 200 8 000
Мел	Группа Тоениси, о-в Кюсю Группа Каммон в т. ч. пирокласты Группа Офунато — местные синклинали	1 050 4 000 3 000 3 000
Палеоген	Южная часть о-ва Кюсю Пояс Хидака, палеоцен То же. олигоцен	7 000 3 000 1 500
Неоген	Вулканогенные формации, о-в Хонсю Песчаники, адеврит, о-в Гото Центральная часть о-ва Хоккайдо Какэгава, южная часть о-ва Сякоку П-ов Босо Фосса-Магна	1 000 1 500 2 500—12 000 5 000 3 000 10 000
Четвертичный период	Канто, о-в Хонсю	2 500

Мощности и состав осадочных толщ Японских островов считаются характерными для геосинклинальных фаций. Здесь мощные толщи имеют очень ограниченное распространение и приурочены к каждому из островов в отдельности, представляя, таким образом, локальные структурно-стратиграфические комплексы. Внутренние межостровные пространства выполняют и



Рис. 6. Схематический разрез пояса Хидака (направление гр-группа, спгр-супергруппа).

соединяют острова лишь молодые — палеоген-неогеновые толщи. Этот факт имеет большое значение для выяснения тектоно-структурных условий осадконакопления и закономерностей разрастания островов.

Японские острова, также как Камчатка и северо-восток Азии, в целом представляют область, где во всех деталях прослеживается взаимосвязь тектоники, вулканизма и осадкообразования (рис. 5, 6).

Осевая часть структурного пояса Хидака сложена основными породами и туфами, а также древними осадочно-метаморфическими образованиями группы Хидака. Пирокластические материалы не только принимают непосредственное участие в строении острова, но и являются главным источником материала для других отложений. Из их переработанных продуктов сложены осадочные толщи меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Расположены они концентрически. Последовательно охватывая вулканогенную осевую часть, их толщи наращивают островную сушу в сторону Японского моря.

Таким образом, устанавливается, что островной вулканизм составляет неотъемлемую часть процесса начальной стадии образования осадочной земной коры. Пирокластические продукты вулканизма образуют первичные слои осадочных толщ.

Отмеченные закономерности изменения состава вулканогенного материала и его роли в строении осадочной земной коры прослеживаются не только на островах, но и на материке. Примерами могут быть Камчатка, Северо-Восточная Азия, Аляска.

В Северо-Восточной Азии вулканогенные отложения составляют большую часть разреза земной коры. Важнейшей тектоногенетической чертой ее является Чукотско-Катазнятский вул-

каногенный пояс. Второй особенностью структуры этого края считается огромное количество мелких интрузий гранитоидов, заключенных в осадочной коре (рис. 7).

Химический состав вулканогенных образований в северной части бассейна Охотского моря изменяется от ультраосновных пород до пород кислого состава. Здесь выдерживается такая же



широтное):

закономерность, которую мы подробно осветили на примере Японских островов (табл. 14).

Базальты и вообще базиты состоят из немногих минералов. Среди первичных минералов преобладают: основной плагиоклаз-лабрадор-битовинит до андезита, ромбические и моноклинные пироксены, оливин, амфиболы, биотит, магнетит, титано-магне-



Рис. 7. Схема распределения гранитоидных интрузий на территории Охотского тектоно-магматического пояса и граничащей с ним южной части Индигиро-Колымской складчатой области (по Е. К. Устиву, 1959):

1 — граница Охотского тектоно-магматического пояса; 2 — домеловые гранитоидные интрузии; 3 — послелюрские гранитоидные интрузии; 4 — тектонические разломы.

тит, титанит, ильменит, магнитный колчедан, пирит, плеонаст, корунд, маргарит, гранат, графит, ортоклаз, кварц, апатит. На поверхности большинство из этих минералов неустойчиво, поэтому базиты всегда богаты вторичными минералами. К ним отно-

сятся альбит, уралит, серпентин, хлорит, тальк, магнезит, лейкоксен, серицит, эпидот, скаполит, пренит, кварц, цеолиты.

В базальтах и диабазах часто наблюдаются концентрации различных металлов. Среди них известны месторождения меди, платины, титано-магнетита, полиметаллов, а также исландского шпата, агата, халцедона и др.

Вулканогенные месторождения полезных ископаемых связаны с интрузивными, субвулканическими и вулканическими процессами. Они отличаются некоторыми особенностями в зависимости от условий структуры, магматизма и других факторов,

Т а б л и ц а 14

Химический состав вулканогенных пород северного побережья Охотского моря, %
(по И. М. Спизарскому)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,63	51,90	52,18	67,68	68,68	77,74
TiO ₂	2,41	2,14	2,38	0,08	0,38	0,30
Al ₂ O ₃	16,83	17,16	16,97	12,46	14,48	11,78
Fe ₂ O ₃	4,50	3,33	3,88	0,84	1,77	0,78
FeO	5,02	5,82	5,66	4,77	1,12	0,48
MgO	0,21	0,10	0,16	0,12	0,05	0,03
MnO	4,55	4,10	4,13	0,22	0,10	0,23
CaO	7,46	7,08	6,82	1,50	1,87	0,27
Na ₂ O	3,24	3,29	3,50	4,24	4,78	3,38
K ₂ O	1,46	1,36	1,78	2,08	2,84	3,92
H ₂ O ⁻	1,40	1,50	0,77	1,26	0,28	0,13
H ₂ O ⁺	1,34	1,04	0,63	5,01	3,56	0,46
P ₂ O ₅	0,99	0,90	0,99	0,06	0,07	0,04
CO ₂	0,20	—	0,10	—	—	—
SO ₃	—	—	—	0,01	—	—
С у м м а	100,24 2,37	99,72 2,00	99,95 1,08	100,33 —	99,98 4,13	99,54 0,61

П р и м е ч а н и е: 1 — пироксеново-оливиновый плагиобазальт; 2 — оливиновый базальт; 3 — оливин-пироксеновый базальт; 4 — обсидиан; 5 — двупироксеновый витролипарит; 6 — биотитовый липарит.

сказывающихся на геологии этих месторождений и составе руд. Выяснение закономерностей связи между ними представляет отдельную задачу.

Кроме ведущей роли в минералообразовании, вулканизм продуцирует огромную массу летучих веществ, геологическое значение которых еще полностью не оценено.

Некоторые принципиальные положения, связанные с этой проблемой, освещены нами в 1961 г. в книге «Основные вопросы тектоорогении». К ним относится представление о происхождении гидросферы Земли в процессе вулканогенной дегидратации

ее недр. С этой точки зрения основная масса воды Мирового океана образовалась в панвулканическую эру, в процессе формирования базальтовой земной коры, ставшей ложем Мирового океана и сохранившей под покровом вод свои главные первичные черты до нашего времени.

Процесс дегидратации недр по вулканическим каналам происходит и в современных условиях. Об этом свидетельствует состав газов, выбрасываемых вулканами. В ювенильных магмах количество воды иногда превышает 80% всей суммы газовых выделений вулканов. Как показали подсчеты, при извержении Килауэа в 1952 г. вода составляла 90,58% всей массы выбросов (табл. 15).

Таблица 15

Состав вулканических газов, %
(по разным источникам)

Вулкан	CO ₂	CO	H ₂	N ₂	Ar	SO ₂	S ₂	SO ₃	Cl	H ₂ O
Килауэа	33,48	1,42	1,56	12,88	0,45	29,83	1,79	—	0,17	17,97
»	16,96	0,58	0,96	3,35	0,66	7,91	0,09	2,46	0,10	67,52
»	5,67	0,60	1,08	0,26	0,003	0,40	1,38	—	0,40	90,58
Халемау-мау	12,71	0,67	0,75	7,65	0,20	7,03	1,84	—	0,41	67,68
Мон-Пеле	20,26	1,39	0,18	2,49	0,02	0,01	2,89	—	1,57	70,72
»	0,82	0,21	4,27	0,21	—	0,01	0,05	—	0,99	97,22
»	10,10	2,00	0,25	0,85	0,008	0,11	0,42	—	0,38	82,52
Лассен-Пик	2,07	0,62	0,41	0,57	0,003	0,009	0,88	—	0,22	93,65
То же	1,95	0,50	1,18	0,02	0,003	—	0,12	—	0,12	96,06

Можно полагать, что продолжающийся процесс вулканогенной дифференциации веществ тектоносферы является ювенильным источником увеличения массы гидросферы и фактором активизации океанического круговорота минерального вещества на поверхности планеты.

Высокая степень минерализации вод Мирового океана, по нашему мнению, обусловлена засолением их в основном подвижными продуктами вулканических, особенно подводных, извержений. Еще большее количество вещества поступает в воды океана в виде различных растворимых образований из рыхлых вулканических масс. В минерализации океанических вод очень важную роль, по-видимому, играют гидротермальные источники, своим происхождением, как известно, также связанные с вулканизмом.

Из термальных источников поступает значительное количество растворимых веществ, выносимых из недр Земли. Это Cl, SO₄, CO₃, B₂O₇, PO₄, Li, K, Na, NH₄, Mg, Ca, Al, Fe, SiO₂, S, Ar, HCl, H₂SO₄, H₂SiO₃, H₂S, H, Br, J, HCO₃ и некоторые другие

химически активные вещества. Кроме того, из вулканогенных продуктов в морские воды в том или ином количестве поступают практически все известные химические элементы.

Обращает на себя внимание полное отсутствие в вулканических выбросах каких-либо биохимических или органических соединений, что, очевидно, свидетельствует об отсутствии в глубинах Земли условий для синтеза углеводов типа нефти или других подобных.

Гидротермальные ювенильные и вадозные воды, насыщающие так или иначе все формации земной коры, представляют собой субтектоническую форму движения. Перемещаясь в геологических образованиях недр, они переносят огромные массы растворимого в условиях высокой температуры и повышенного давления вещества и в определенных условиях являются важнейшим фактором литификации осадков, способствуют образованию минеральных концентраций. Роль месторождений гидротермального происхождения в балансе запасов минерального сырья общеизвестна.

Сумма вещества, растворенного в воде Мирового океана, в первые периоды его формирования составлялась, как видим, лишь из прямых и косвенных вулканогенных продуктов. На более поздних этапах развития океана растворы вещества стали пополняться за счет вымывания растворимых компонентов из разрушаемых абразией морских берегов и элементов, приносимых в растворах речными водами. Вместе с активным привнесом в океан растворов, абразия берегов и массы речных вод приносили и приносят в океан массы минеральных взвесей и терригенного обломочного материала, обращаемого в последующие геологические формации. Но это уже новый тип образования земной коры, обусловленный круговоротом минерального вещества во внешней зоне тектоносферы.

Таким образом, воды Мирового океана концентрируют в себе все растворимые образования, изверженные вулканами на протяжении геологической истории Земли, за исключением части их, законсервированной в осадочных толщах морских осадков. Глубины океана вместе с тем представляют собой первичную среду, в которой возникали исходные минеральные ассоциации всех генетических типов осадочных отложений.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Процесс образования осадков и осадочных горных пород — литогенез — изучен достаточно глубоко. Разработаны учение об образовании осадков и классификация осадочных пород, имеются исчерпывающие характеристики их минерального состава. Они будут использованы для обоснования некоторых положений теории тектоогении.

Однако в современном представлении о литогенезе осадочных пород почти не освещаются вопросы историко-генетических взаимоотношений геологических формаций, филогенеза и онтогенеза минералов и минеральных ассоциаций в литосфере. Эти данные наиболее нужны для альтернативного решения проблемы происхождения материковой земной коры. Такое же важное значение для решения нашей проблемы имеет правильное представление о закономерности распределения осадочных формаций или о бассейнах аккумуляции, частично рассматриваемое в учении о геосинклиналях. Учение об образовании осадков в нашей стране стоит на высоком уровне и дает богатый материал для решения общих геологических проблем. В разработке теоретических основ литогенеза осадочных формаций от современного до докембрийского возраста большое значение имеют труды А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, Л. Г. Ткачука. Заметным вкладом в изучение литологии являются также труды зарубежных геологов — Л. Кайе, Т. Мильнера, К. Корренса, У. Твенхорелла, Дж. Баррела и др.

Применение современных точных методов исследования вещественного состава, структуры и текстуры осадочных пород дало возможность раскрыть сущность необратимого процесса осадкообразования и увязать данные о его современном проявлении с данными по древним осадочным породам. Однако чрезвычайно важные для выяснения истории круговорота минерального вещества и его качественных преобразований в земной коре вопросы онто- и филогенеза порообразующих минералов осадочных пород раскрыты крайне недостаточно. Выделение возрастных генераций минералов в осадочных формациях углубит применение общего сравнительно-исторического метода в

литологии. Наряду с этим существует одностороннее представление о значении процессов осадкообразования, что привело к ложным выводам, очень четко сформулированным таким известным ученым, как Т. Барт. Он утверждает (1956, стр. 48): «Только небольшая часть литосферы составлена из осадочных пород, поэтому некоторые уже решенные проблемы учения об осадочных породах (седиментологии) очень мало могут помочь при истолковании процессов образования горных пород на Земле». Это заключение ничем не обосновано и умаляет значение литогенеза в познании геолого-исторического развития литосферы. Приведенная неправильная оценка и описательное направление в учении об осадочных горных породах далеко увели литологию в сторону от решения проблемы происхождения сиаля тектоносферы.

Образование осадочных пород — это важнейшее планетарное явление, определявшее изменение главнейших особенностей лика Земли, создавшее внутренние закономерные взаимоотношения геологических формаций земной коры.

Литогенез — непрерывный и необратимый геологический процесс наращивания сиалической литосферы, заключающийся в физической дезинтеграции масс источников материала, дифференциации и смешивании продуктов дезинтеграции, их переноса, отложения и литификации.

Под сиалической, или материковой, земной корой подразумевается внешняя часть тектоносферы, состоящая из осадочных, метаморфических и магматических пород кислого или гранитоидного состава. Из них сложены материки, океанические острова, первичные и вторичные шельфы, занимающие такую площадь:

Материки — 149,1	млн. км ² ,	29,2%	поверхности Земли
Острова — 9,9	» » ,	1,9%	» »
Шельфы — 27,5	» » ,	7,6%	» »

Таким образом, сиалическая земная кора покрывает лишь около 38,7% поверхности планеты. Это, собственно, и есть литосфера. Значительная ее часть в области шельфа лежит ниже уровня океана. От симы — базальтовой коры дна океана, или океанической, сиал, или литосфера, ограничивается обычно хорошо выраженным континентальным склоном.

Для литосферы характерны два слоя: нижний, «гранитный» — каменный кристаллический фундамент — и верхний, осадочный, наложенный. Вместе они составляют сиалическую, или материковую, земную кору. От базальтового слоя, симы, материковая кора отделяется поверхностью Конрада. Ниже этой поверхности сиалических гранитных масс нет. Никаких признаков выплавления минерального вещества гранитов из подстилающего базальтового слоя не установлено. В местах разломов тектоносферы отмечено лишь внедрение глубинного вещества — преимущественно основных вулканогенных продуктов.

Поверхность Конрада в пределах материковой коры резко выделяется в частях платформ, сложенных осадочно-метаморфическими толщами. Эти участки рассматриваются как геосинклинальные области прошлого. На участках залегания древних осадочно-вулканогенных толщ раздел Конрада сильно деформирован и выделяется условно. На океанических островах рассматриваемая поверхность также не выражена или прослеживается неясно. Это объясняется тем, что гранитного слоя там вообще нет, а начальное островное сооружение сложено основными вулканогенными продуктами, залегающими на базальтовом цоколе. В осадочном обрамлении крупных океанических островов раздел Конрада прослеживается более определенно. Там он представляет собой погребенную под осадками поверхность океанического дна.

Значительная мощность и до некоторой степени выдержанное распространение гранитного слоя установлены только в пределах платформы. В складчатых зонах гранитный слой занимает небольшие площади. Для этих зон характерны интрузии магматических пород, иногда малых размеров. Ярким примером их могут быть интрузии в Крымских горах, на Северном Кавказе и в других местах (рис. 8). Малые интрузии гранита характерны для структуры океанических островов.

Нижней границей материковой коры служит поверхность Конрада. Верхняя граница кристаллического фундамента всегда является также поверхностью выравнивания. Вместе с тем для гранитного слоя характерен сложный тектонический рельеф, обусловленный разломной тектоникой. Поверхность материковой коры в целом представляет собой современную геоморфологическую поверхность.

Блоки расчлененного разломами кристаллического фундамента всегда смещены один относительно другого на различную высоту. Поэтому глубина залегания гранитного слоя от дневной поверхности в различных частях тектоносферы неодинакова. В пределах Украинского щита денудированная поверхность гранитного слоя обнажается и поднимается на 150—200 м над уровнем моря. Наиболее глубоко (более 18 км) гранитный слой залегает под Донецким кряжем. В Днепровско-Донецкой впадине кристаллический фундамент погружен на глубину 7—8 км, в Карпатском передовом прогибе — на 10—12, а в Закарпатье — 5—6 км.

Мощность гранитного слоя в отдельных частях тектоносферы изменяется от 3 до 15—18 км. Наименьшая мощность его — 3—6 км — прослежена под Коростенским плутоном и в Белозерке. Под Крымскими горами мощность гранитного фундамента не превышает 5 км. Далее на юг, в сторону впадины Черного моря, гранитный слой выклинивается и земная кора приобретает черты коры океанического типа.

В Днепровско-Донецкой впадине мощность гранитного слоя

13—15 км. Здесь он вместе с базальтовым слоем образует прогиб над сводовым поднятием поверхности мантии. Образование прогиба, ограниченного продольными планетарными разломами, напоминает образование складки некомпетентных слоев или

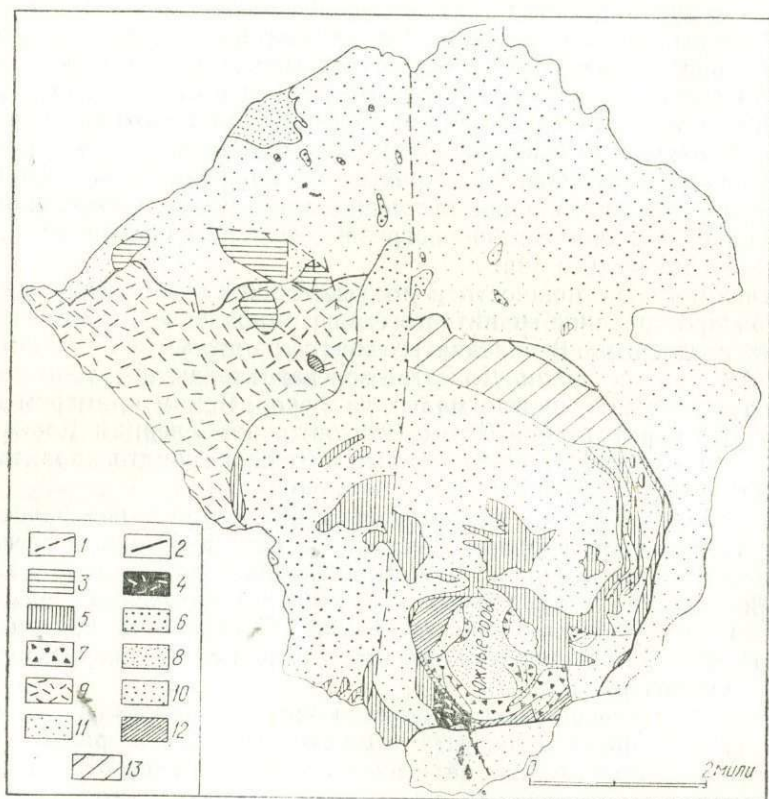


Рис. 8. Геологическая карта о-ва Рам (из Стюарта, 1965):

1 — разломы; 2 — главный котьевоу разлом; 3 — базальты и муджериты; 4 — гранофиры (Южные горы); 5 — габбро и эвкриты; 6 — ультраосновные породы; 7 — эксплозивные и интрузивные брекчии; 8 — фельзиты; 9 — западные гранофиры; 10 — триас; 11 — торридон; 12 — гнейсы Льюизиан; 13 — недифференцированные породы комплекса Чапан-Брика.

диапира с увеличением мощности слоев на крыльях и уменьшением ее в сводовой части этой глубинной структуры. Роль подвижного ядра здесь играет поднимающаяся масса мантии. Впадина выполнена осадочными породами мощностью 6—8 км

Общая мощность материковой земной коры довольно велика. В подвижных зонах она может достигать 40—50 км.

По данным О. П. Горькового и В. И. Уломова (1967), в Западном Тянь-Шане мощность коры не превышает 65 км, максимальная прослежена в районах распространения древней осадочно-метаморфической толщи. Участки с минимальной мощностью

коры — 40—45 км — совпадают с полями распространения эффузивных пород. Средняя мощность коры — 45—50 км — установлена в местах распространения гранитоидных интрузий.

Материковая земная кора имеет сложную многоэтажную структуру. В условиях юго-западной части Восточно-Европейской платформы наиболее древним представляется полиструктурный архейский этаж. Он включает массивы древнейших спилито-кератофировых, железорудных и кремнистых образований, а также слагающие, между массивами, поля более молодых, разбитых на блоки толщ осадочных, осадочно-вулканогенных и хемогенных, сильно метаморфизованных пород, преимущественно гнейсов, мигматитов, амфиболитов, слюдяных и силиманитовых сланцев, мрамора. Эти структурные поля еще в раннем докембрии были очень деформированы. Складчатые структуры их имеют западное, северо-западное и восточное, северо-восточное простирание. Преобладают крупные куполообразные складки, включающие гранитные ядра. Гранитные тела сопровождаются ореолами мигматитов. Древнейшее складкообразование сопровождалось интенсивным магматизмом.

Важную особенность сиалической земной коры представляют многочисленные глубинные разломы. Они расчленяют ее на блоки, особенно резко выраженные в кристаллическом фундаменте. Разломы всегда связаны со смещениями, главным образом со сбросами, земной коры. В Закарпатье известны сбросы с амплитудой более 20 км. Грабены и тектонические впадины являются бассейнами накопления осадков. Во многих случаях мощность осадочных отложений во впадинах на платформах бывает значительной.

Структурные этажи материковой земной коры ярко выражены и сравнительно хорошо изучены в послекембрийских складчатых зонах. В докембрии ярусное строение прослежено в пределах Украинского, Балтийского, Индийского щитов, Африканской, Бразильской и Канадской платформ (Тугаринов и Войткевич, 1966; Тектоника Евразии, 1966). К структурным этапам подвижных зон относятся байкальская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская складчатости.

Структурные этажи частично перекрывают и ассимилируют предшествующие образования, но в большинстве случаев прилегают друг к другу. Таким образом возникли разновозрастные структурно-геоморфологические зоны земного шара, свидетельствующие о последовательном разрастании площади материковой земной коры.

Набор геологических формаций в структурных этажах в общем однотипный. Он обусловлен структурным положением бассейнов аккумуляции в подвижной зоне и их тектоническим режимом. Последнее находит отражение в структурно-стратиграфических комплексах, выделяющихся в структурных этажах. Эти комплексы ограничены поверхностями несогласия, состоят

из формаций, близких по происхождению и составу и характерных для одной фазы или одного локального бассейна аккумуляции. Каждый структурный этаж земной коры сложен осадочными, осадочно-метаморфическими толщами разного происхождения и возраста. Они связаны с вулканогенными образованиями, часто вмещают тела магматических пород. Интрузии гранитоидов и близких к ним пород, как это наблюдается в Крыму, на Кавказе, Памире, в Северо-Восточной Азии, сосредоточенные в пределах вмещающего их структурного этажа, с подстилающими слоями тектоносферы не связаны. Магматические очаги, питающие интрузии кислых пород, в структурных этажах имеют ограниченное распространение и местное происхождение.

Из приведенного следует, что материковая кора континентов и крупных океанических островов характеризуется общим типом структуры, обусловленным единством процесса их образования.

Проанализировав имеющиеся данные о распространении гранитного слоя, приходим к выводу, что: 1) в пределах океанической коры на базальтовом слое непосредственно лежит более или менее мощный слой осадков; 2) на океанических островах гранитные тела и вообще интрузии гранитоидных магматических пород заключены в осадочных и осадочно-метаморфических толщах, имеют небольшие размеры. Структурная и генетическая связь этих тел с породами ложа не выражена; 3) на материках, в частности на платформах, гранитные плутоны значительно крупнее и более разнообразного состава, чем на островах, но и они представляют собой обособленные образования в кристаллических метаморфических толщах. В совокупности гранитные тела составляют лишь часть материковой коры, покрывающей, в свою очередь, лишь 38,7% поверхности Земли. Так, А. Кнопф подсчитал (1955), что интрузии в Северной Америке занимают 6 065 560 км² — около 25% территории материка. Эта цифра, несомненно, очень завышена, так как в нее входят интрузии не только гранитоидов. Но даже и при этих условиях говорить о непрерывном «гранитном» слое в Северной Америке не приходится. Следовательно, очень распространенное представление о глобальной «гранитной» сфере, или глобальном «гранитном слое» нашей планеты лишено всяких оснований.

Все расчеты и предположения о геолого-историческом развитии Земли, основанные на предположении о планетарном распространении гранитного слоя, бездоказательны и должны быть оставлены.

Состав материковой земной коры родственного состава океанической коры и отличается от него резким преобладанием кремнезема и щелочей, соответственно песчанистых и глинистых пород (табл. 16).

В составе осадочных, особенно песчаных, пород часто преобладает кварц. Он представлен в виде кластических зерен и

новообразований. Из его разновидностей распространены халцедон, опал. Сравнительно часто встречаются различные полевые шпаты, слюды, роговые обманки, редко — авгиты и диопсиды. Наиболее типичен для осадочных пород глауконит и сходные

Таблица 16
Химический состав земной коры, по данным
разных авторов
(Барт, 1956)

Окисел	Кларк и Вашингтон	Седег-гольм	Фохт	Гольдшмит
SiO ₂	59,07	67,45	65,73	59,19
TiO ₂	1,03	0,41	0,55	0,79
Al ₂ O ₃	15,22	14,63	15,41	15,82
Fe ₂ O ₃	3,10	1,27	2,10	3,41
FeO	3,71	3,28	2,30	3,58
MnO	0,11	0,04	—	0,11
MgO	3,45	1,69	2,23	3,30
CaO	5,10	3,40	4,01	3,07
Na ₂ O	3,71	3,06	3,43	2,05
K ₂ O	3,11	3,55	3,79	3,93
H ₂ O	1,30	0,79	—	3,02
P ₂ O ₅	0,30	0,11	—	0,22
CO ₂	0,35	0,12	—	0,54

с ним лептохлориты. Часто встречаются каолинит, галлуазит, карбонаты, особенно кальцит, доломит, арагонит, сидерит и анкерит, фосфаты, хлористые и сернокислые соединения и различные органические остатки.

Среди минералов осадочных пород выделяются унаследованные, перешедшие в осадочные образования при разрушении материнских пород. По этим минералам можно судить о составе пород, из продуктов переработки которых образовались слои осадочных толщ. Главные из таких минералов: апатит, турмалин, циркон, касситерит, монацит, рутил, анатаз, корунд, кианит, дюмортьерит, ставролит, андалузит, силлиманит и гранаты.

Способы образования осадочных пород очень различны. Для выяснения рассматриваемых проблем филогенеза осадочных образований наиболее удобно подразделение на группы: 1) пирокластические (вулканогенные) осадочные породы; 2) обломочные осадочные породы; 3) глинистые породы; 4) химические осадки; 5) биохимические, или органогенные, отложения.

ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА И ПЕРВИЧНОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Литогенез — это глобальный процесс образования осадков, осадочных минералов и осадочных горных пород сиалической земной коры материков. Главные звенья этого процесса: 1) механи-

ческое рыхление и дифференциация материнского вещества; 2) выветривание; 3) перемещение и обогащение; 4) отложение осадков, литификация и метаморфизм; 5) переработка и круговорот минерального вещества в тектоносфере.

В процессе образования осадков и осадочных горных пород участвуют преимущественно измельченные и находящиеся в растворе минеральные продукты. В строении литосферы преобладают обломочные породы. По особенностям структуры они подразделяются на: а) псефитовые (крупнообломочные) зерна, крупнее 2 мм; б) псаммитовые (среднеобломочные) зерна, 2—0,1 мм; в) алевритовые (мелкообломочные) зерна, 0,1—0,01 мм; г) пелитовые, глинистые (тонкообломочные) зерна, менее 0,01 мм.

Источниками материала для образования осадков и осадочных пород являются твердые минеральные вулканогенные массы, продукты разрушения горных пород различного возраста и состава, растворенные в водах минеральные вещества и биохимические или органогенные продукты. В начале формирования материковой земной коры главным, если не единственным, источником вещества в процессе осадкообразования были вулканогенные массы.

ПЕРВИЧНОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Как первичное осадкообразование здесь рассматриваем процесс седиментации ювенильного рыхлого материала и лавы, вынесенных из глубин Земли. Этот процесс, питаемый глубинным веществом планеты, развивается в течение всего геологического времени без существенного качественного изменения состава изверженных масс.

Седиментация первичных вулканогенных продуктов дает представление о начальном этапе литогенеза, составе первичных осадочных пород и его изменении в последующих генерациях осадочных толщ.

В образовании рыхлых вулканогенных продуктов главным, если не единственным, фактором есть глубинный взрыв. Сила взрыва производит всеобщую дезинтеграцию пород среды, создает и выбрасывает в атмосферу огромные массы обломочного материала. По размерам частиц в составе вулканогенных продуктов выделяются: вулканический пепел — частицы $2 < 0,01$ мм, его отложившиеся и литифицированные массы образуют породу — пепловый туф. К этой фракции относятся: вулканическая пыль — 0,1—0,01 мм и меньше (алевритовый и пелитовый туф), вулканический песок — 0,1—2 мм (среднеобломочный, псаммитовый туф), вулканический гравий — 2—10 мм (гравийный туф), лапилли — 10—30 мм (лапиллиевый туф), вулканический агломерат — 30—200 мм (агломератовый туф, вулканическая брекчия), глыбовый вулканический агломерат —

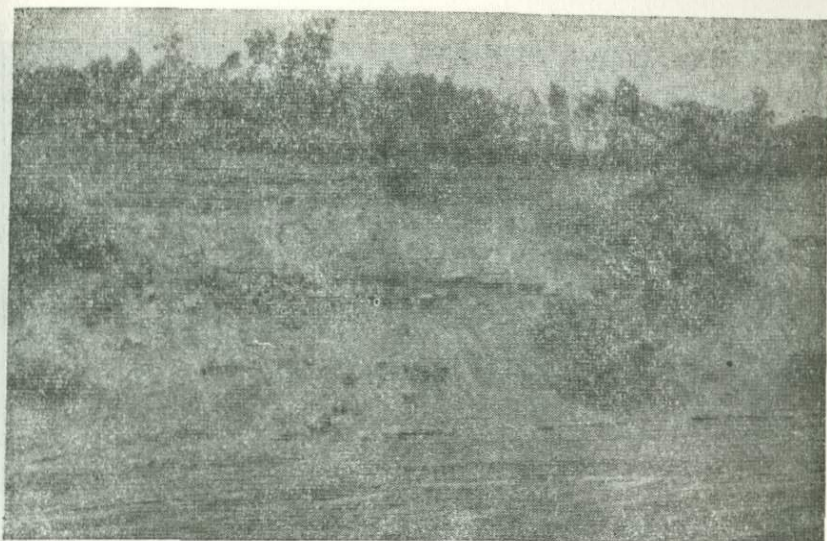


Рис. 9. Морены. Авачинская сопка.

200 мм (глыбовый агломератовый туф). Частицы диаметром свыше 10 см рассматриваются как вулканические глыбы и бомбы.

С момента взрыва до отложения вулканические продукты проходят сложный путь дифференциации. Выброшенные в воз-

Таблица 17

Изменение состава пеплов вулкана Безымянного в результате эоловой дифференциации (по И. В. Луцицкому, 1971)

Компонент	Расстояние, км		Изменение при удалении на 26,5 км, %	Расстояние, км		Изменение при удалении на 40 км, %
	16	42,5		2,5	42,5	
SiO ₂	58,78	57,79	98,4	60,20	59,79	99,9
TiO ₂	0,72	0,95	132,0	0,33	0,89	270,0
Al ₂ O ₃	17,88	19,73	110,5	18,70	17,39	93,0
Fe ₂ O ₃	3,11	2,84	91,5	3,40	3,79	11,65
FeO	2,84	2,79	98,2	2,87	3,15	110,0
MnO	0,13	0,10	77,0	0,25	0,12	48,0
MgO	3,89	3,29	84,7	2,85	2,82	99,0
CaO	6,90	6,96	101,0	6,99	7,16	103,0
Na ₂ O	3,19	3,47	108,9	3,27	3,67	112,0
K ₂ O	0,62	1,28	206,0	0,88	1,27	145,0
H ₂ O ⁻	—	0,40	—	0,20	0,25	125,0
H ₂ O ⁺	—	0,39	—	0,14	0,29	207,0



Рис. 10. Зандровые поля. Вулкан Ключевская Сопка.

дух массы, в первую очередь вулканический пепел, развеваются ветром и разносятся часто на огромные расстояния. Более крупные частицы пепла отлагаются в районе извержения. В результате эоловой дифференциации химический состав их заметно заменяется в зависимости от расстояния от центра извержения (табл. 17).

Приведенный в табл. 17 состав пепловой пыли отражает, по видимому, состав ювенильного вещества, распыленного при взрывах. Он характеризует также главные особенности состава вулканических туфов.

Первозданные осадочные породы образуются в вулканических областях. Процесс их формирования в современных условиях можно наблюдать на Камчатке, в Калифорнии. В районе группы вулканов Ключевской Сопки вулканогенные осадки проходят сложную дифференциацию, в которой, кроме эоловой сортировки, участвуют лед, талые ледниковые воды, реки и море — все главные факторы образования обломочных горных пород.

Переработанные льдом вулканогенные отложения и ледниковые морены залегают зонально на уровне снеговой линии и той части склонов, куда спускались ледники в недавнем геологическом прошлом (рис. 9).

Морена, сложенная из вулканического материала, внешне напоминает обычную морену. Отличается она лишь более однообразным составом, в котором валуны и грубообломочный материал представлены шлаком и лавами разного возраста.

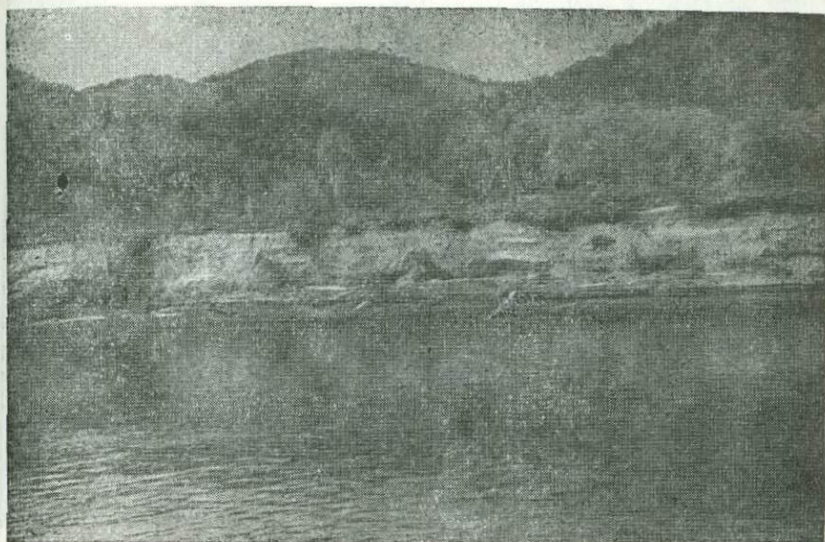


Рис. 11. Террасы из вулканогенного материала. Река Камчатка.

Областью отложения осадков и источником материала для осадкообразования за ее пределами являются подножия вулканов. У группы ключевских вулканических гор предгорья представляют собой обширные зандры, сложенные массами вулканического песка, переотложенного потоками талых снеговых и дождевых вод (рис. 10).

Зандр состоит из бесчисленного количества плоских конусов выноса, прилегающих и перекрывающих друг друга. В его поверхность врезаны многочисленные рытвины и более глубокие овраги. На стенках оврагов обнажается горизонтальнослоистая толща, состоящая из переслаивания двух-трехсантиметровых пропластков светлого и более темного вулканического пепла.

Рытвины и овраги в сторону от вулканов постепенно сливаются, переходят в долины, вытянутые в сторону реки — притока Камчатки. Большинство из них — это сухие русла. В периоды интенсивного таяния снега на вулканах и больших ливней зандры заливаются водой. В их руслах текут бурные потоки, часто меняющие свое положение. Эти потоки несут в долину реки огромные массы рыхлого материала. Переотложенные речными водами, они приобретают вид типичного аллювия, но состоящего исключительно из дифференциатов вулканического пепла.

В долинах рек п-ва Камчатки аллювиальные отложения широко распространены. Они принимают участие в строении многочисленных террас. В долине р. Камчатки нижние три террасы очень хорошо выражены. Сложены они переотложенным вулка-



Рис. 12. пляж из вулканического песка и пепла. Берег Тихого океана, Камчатка.

ногенным материалом. Очень распространены галечники интрузивных пород, шлака и др. (рис. 11).

На Камчатке часто встречаются озерные отложения. В Центрально-Камчатской депрессии в составе этих отложений выделяются сланцевые глины, местами валунно-галечниковые слои. Выше лежат горизонтальнослоистые пески и пылеватые слоистые супеси. В древних озерных отложениях встречаются кости крупных млекопитающих, в частности мамонта. Обнаружены остатки диатомей, пыльца лесной растительности. Эти находки, а также накопления торфа свидетельствуют об участии биологических факторов в образовании осадочных пород на самых начальных фазах литогенеза. В условиях Камчатки можно наблюдать и в настоящее время образование морских отложений за счет вулканогенных осадков и переработки вулканогенных пород, обнажающихся на берегах. Современные пляжи, косы, бары и прочие аккумулятивные образования на восточном побережье Камчатки сложены в основном вулканическим песком. В их составе преобладают темноцветные минеральные компоненты (рис. 12).

Современная вулканическая деятельность на Камчатке является активным фактором неуклонного наращивания здесь мощности земной коры за счет отложения пирокластов. Аккумуляция превышает интенсивную денудацию. Общим регулятором их развития являются тектонические движения. Об активном их проявлении свидетельствуют многочисленные морские террасы на берегах полуострова. Взаимодействие всех этих факторов на-

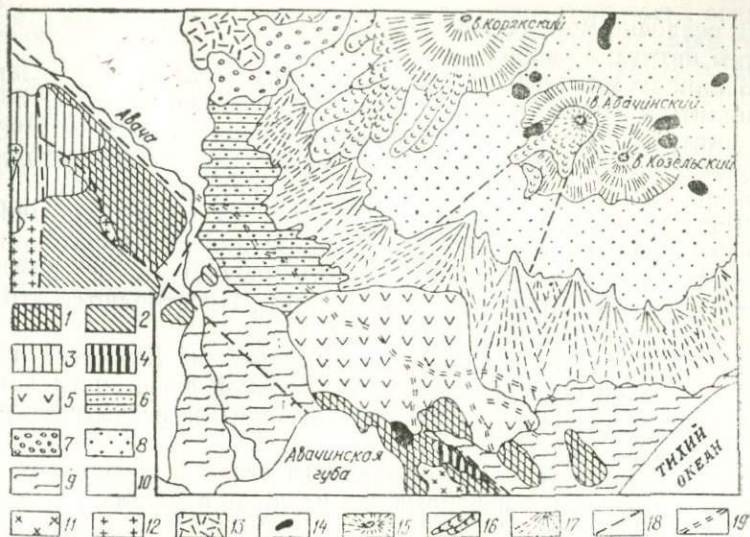


Рис. 13. Схема геологического строения северных окрестностей Авачинской губы (по С. Е. Апрелькову, 1961):

1 — верхнемеловая (?) песчано-сланцевая толща; 2 — нижнемеловая вулканогенная толща; 3 — неогеновая эффузивно-пирокластическая толща; 4 — древние дельтовые отложения р. Авачи; 5 — отложения лахоровых и агломератовых потоков; 6 — озерные пески; 7 — морены второго четвертичного оледенения; 8 — современные рыхлые пирокластические отложения; 9 — современные дельтовые и морские отложения; 10 — аллювиальные отложения; 11 — палеогеновые (?) диабазы; 12 — нижнемеловые диориты; 13 — плюстоновые экзструзии андезитов; 14 — четвертичные экзструзии андезитов; 15 — стратовулканы; 16 — молодые потоки базальтов; 17 — пролювиальные отложения; 18 — тектонические разломы; 19 — древняя долина р. Авачи.

ходит свое выражение в геологическом строении прилегающих к вулканам территорий (рис. 13).

Вулканогенные образования составляют главную часть геологических напластований всего полуострова Камчатки начиная от древнейших отложений. Отмечаются такие закономерности (Геология СССР, т. XXXI, 1964).

Древнейшие образования относятся, в значительной степени условно, к докембрию и палеозою. Они обнажаются в южной части Срединного хребта, Ганальских горах, на Хавывенской возвышенности, у п ва Озерного и по р. Аваче. Представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, метаморфизованными эффузивными и пирокластическими породами.

В Срединном хребте докембрийские и палеозойские образования слагают массив, залегающий в осевой части гор. Протягивается массив примерно на 270 км, ширина его местами превышает 20—35 км. На западном и восточном склонах массива на древних породах несогласно залегают верхнемеловые отложения. Общая мощность докембрийских и палеозойских отложений на Камчатке около 12 000 м.

В осадочно-метаморфической толще Срединного хребта известны интрузии кварцевых диоритов.

В Ганальском хребте домезозойские кристаллические сланцы и филлиты залегают в виде массива в осевой части гор. Отложения смяты в складки почти меридионального и юго-восточного простирания. Массив расчленен разломами северо-западного простирания. Его структура усложнена надвигами.

Древние породы, слагающие Хавывенскую возвышенность, занимают площадь около 300 км². Представлены хлорито-эпидото-актинолитовыми, кварцево-эпидото-сланцевыми и другими сланцами с очень тонкой сланцеватостью. Простираются эти породы с юго-востока на северо-запад.

Кристаллические массивы горных хребтов Камчатки представляют собой островные центры островной дуги, впоследствии соединившиеся между собою межостровными перемычками из осадочных отложений.

Мезозойские отложения обычно прилегают к древним островным образованиям и перекрывают их лишь в местах тектонических нарушений.

Наиболее древние, возможно меловые, отложения выделяются под названием кихчикской серии. Мощность ее около 3000 м. Распространена эта серия в западной и южной частях Срединного хребта. В ее составе преобладают полимиктовые и аркозовые песчаники, слабо метаморфизованные аргиллиты, алевролиты, иногда конгломераты. Залегание и распространение кихчикской свиты является важным свидетельством локализованного осадконакопления в островных системах, ограниченного пределами одного (и даже частями одного) острова.

Верхнемеловые палеонтологически охарактеризованные отложения распространены почти на всей территории Камчатского полуострова. Мощность меловых отложений 6000-9000 м. В нижней части их известны терригенные образования, выше преобладают вулканогенные осадки. В восточной части Камчатки в составе меловых отложений распространены флишoidные толщи, переходящие в палеоген. Они сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с большим количеством вулканогенного материала. Содержат малые интрузии ультраосновных пород. В других частях полуострова в меловых породах обнаружены интрузии диорита, гранодиорита. В верховье р. Правый Ахль диорит образует овальный шток площадью около 1 км². В бассейне р. Пхын гранодиорит слагает штокообразную залежь площадью до 0,5 км² (Геология СССР, т. XXXI).

Важно отметить, что в верховье р. Радуга верхнемеловые туфы включают прослойки туфогенного песчаника с остатками иноцерамов. Это свидетельствует о том, что в позднем мелу, как и раньше, источником материала для морских осадков служили продукты извержения вулканов.

Неопровержимые доказательства последовательности осадкообразования и всеобщего значения вулканогенных продуктов как первоначального источника питания этого процесса представляет стратификация палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки.

Общая мощность палеогеновых и неогеновых отложений на п-ве Камчатка 10—13 тыс. м. Из них около 3—4 тыс. м занимает палеоген и 7—9 тыс. м — неоген (Геология СССР, т. XXXI). Литологический состав палеогеновых и неогеновых отложений довольно однообразный (рис. 14).

В основании третичных отложений Центральной Камчатки к олигоцену относятся конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, гравелиты и альбитофиры общей мощностью 1500 м. В нижней части миоцена преобладают туфогенные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии мощностью до 1200 м. В среднем миоцене слои туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов, туффитов, андезиты, дациты, липариты и их туфы и ингимбриты составляют толщу мощностью 900—1200 м. Верхний миоцен и плиоцен сложены валунными туфоконгломератами, андезитами, дацитами, их туфами, туфобрекчиями мощностью около 1000 м. Отлагались эти осадки в различных фациальных условиях, но начальная вулканогенная природа их несомненна. Распространены третичные отложения на большой площади, но составляют отдельные поля, в пределах которых их мощность и условия залегания часто очень разные.

Четвертичные отложения, как и более древние образования, на Камчатке представлены преимущественно вулканогенными отложениями. Реже встречаются морские отложения, древние ледниковые наносы. Известное место занимают делювиальные плащи и пролювиальные выносы. Все четвертичные отложения залегают горизонтально.

Анализ состава и распространения всех генетических типов горных пород, участвующих в геологическом строении Камчатской островной системы, свидетельствует

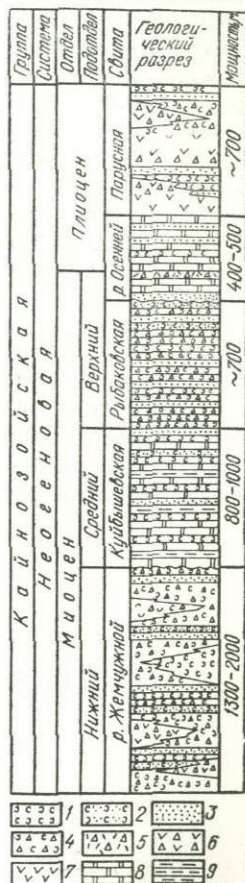


Рис. 14. Разрез неогеновых отложений о-ва Итурупа (по В. Б. Сергеевой, 1964):

- 1 — туфы; 2 — туффиты;
- 3 — туфогенные песчаники;
- 4 — андезитовые и базальтовые туффобрекчии;
- 5 — туффобрекчии кислого состава;
- 6 — лавобрекчии;
- 7 — эффузивы основного состава;
- 8 — туффомиты;
- 9 — опоконидные алевролиты.

о том, что все минеральные образования Камчатки состоят из масс вулканических извержений и материала их переотложения. Именно рыхлые пирокласты и продукты дезинтеграции твердых вулканических образований являются единственным источником вещества на первых этапах осадкообразования.

Непрерывный процесс выветривания, дифференциации, переноса и отложения минерального вещества в зоне гипергенеза тектоносферы преобразует первичные вулканогенные формации. Новые генерации горных пород, возникающие в процессе круговорота минерального вещества, обогащаются новыми минералами и новыми ассоциациями минералов в зависимости от условий осадконакопления. Но обязательную часть всех обломочных пород составляют аксессуарные минералы. Это неизменный компонент осадочных горных пород. Он появляется как составная часть выносов глубинных минеральных ассоциаций, а затем переходит из генерации в генерацию слоев осадочных пород, как свидетель всех превратностей их геологической судьбы.

ТЕКТОНИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Распространение, залегание, мощность и образование вулканогенно-осадочных толщ на Камчатке всецело определялось тектоническими движениями и структурой. Представление об этом дают такие факты.

Камчатский полуостров представляет собой многоплановое

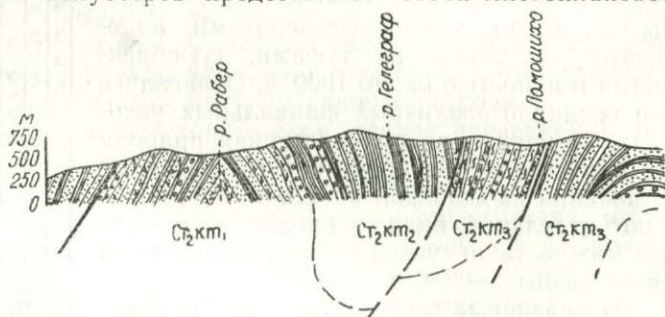


Рис. 15. Геологический разрез в Больших Шеках р. Камчатки
1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — кремнистые сланцы; 5 —

полиструктурное образование, вытянутое в общем в северо-восточном направлении. Рельеф Камчатки обусловлен ее структурой.

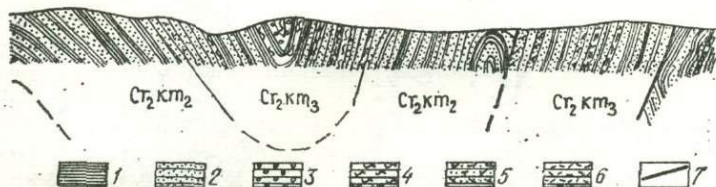
В восточной части полуострова, расположенной восточнее Срединного хребта, складки простираются преимущественно в северо-восточном направлении. Особенно сложные дислокации — смятые складки, усложненные разломами и надвигами, наблюдаются в районе Петропавловска-Камчатского. Типичные нарушения залегания слоев мелового и третичного возраста наблюдаются в районе «щек» — прорыва р. Камчатки через

хребет Кумроч (рис. 15). Здесь представлены крутые симметричные складки, усложненные разломами. С последними часто связаны интрузии ультраосновных пород. Северо-восточнее п-в Говен и хребет Пенжинский образуют антиклинорий. К его своду приурочен ряд малых интрузий гранитоидов. На побережье Олюторского залива прослеживается надвиг верхнемеловых (?) вулканогенно-кремнистых пород на палеоген-нижнемиоценовые туфогенно-осадочные отложения (Геология СССР, т. XXXI, с. 404).

Особенность центральной части Камчатки определяется прогибом, отделяющим Восточный хребет от Срединного и представляющим собой древнейшую межостровную депрессию, усложненную разрывами в результате активизации тектонических движений в третичный и четвертичный периоды. Прогиб выполнен преимущественно туфогенно-осадочными породами.

В бассейне р. Озерной прослеживается крупная брахисинклинальная впадина. В южной части района выделяется Озерновская впадина, выполненная третичными отложениями мощностью более 5000 м (там же, с. 406). Слои третичных отложений образуют пологие складки, простирающиеся в северо-восточном направлении.

Ширина брахисинклиналей 5—6 км, наклон пластов в крыльях 10—20°. Подобно Центрально-Камчатскому прогибу на западе, Восточно-Камчатский хребет на востоке ограничивает Восточно-



(по Л. П. Грязнову):

псаммитовые туфы; 6 — пелитовые туфы; 7 — разломы.

Камчатский синклинорий. В его пределах прослеживаются узкие крутые складки, простирающиеся на северо-восток, часто разбитые чешуйчатыми надвигами.

Наиболее глубокая часть прогиба прилегает к Восточно-Камчатскому поднятию. Выполнена она флишоидными породами. Отсюда толщи отложений постепенно выколаживаются на восток (рис. 16).

Для выяснения структуры островных образований много дает строение вулканических полуостровов на востоке Камчатки — Шинунского, Кроноцкого, Камчатского мыса. К западу от

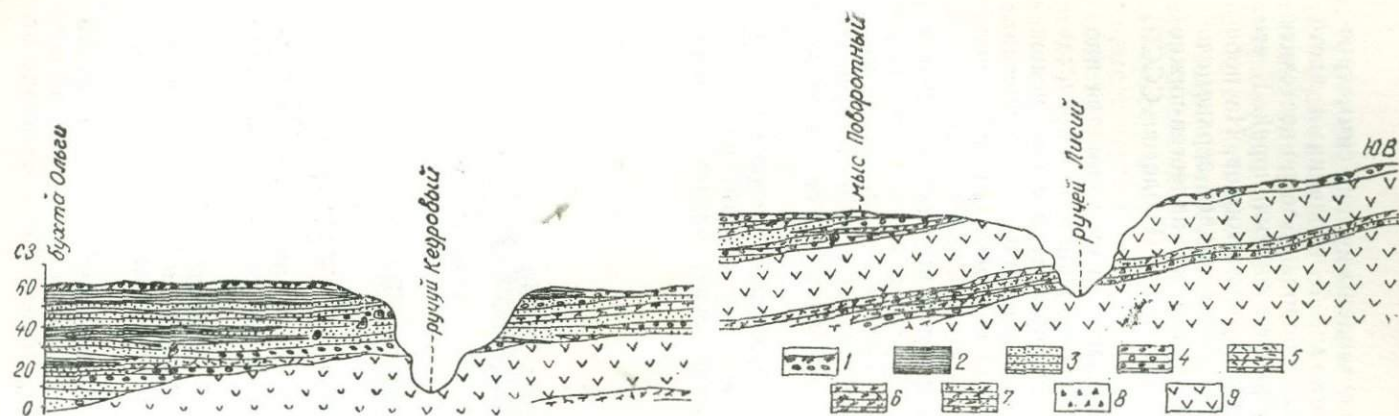


Рис. 16. Разрез северного берега бухты Ольги (по Л. П. Грязнову, 1961):

1 — растительный слой и рыхлые четвертичные отложения; 2 — аргиллиты; 3 — алеволиты и песчаники; 4 — конгломераты; 5 — спонголиты; 6 — туффиты; 7 — туфы; 8 — туфобрекчи; 9 — базальты.

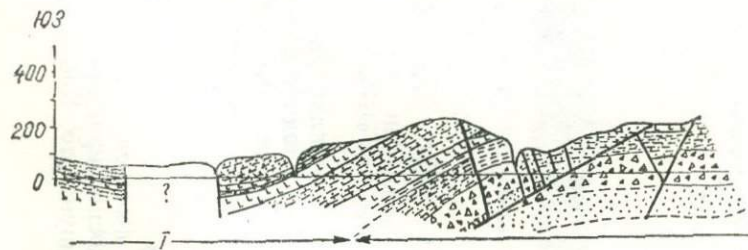


Рис. 17. Геологический разрез береговых обрывов п-ва Кроноцкого (по О. И. Супруненко и Л. М. Смирнову, 1964):

1 — туфогенные алеволиты и аргиллиты; 2 — туфогенные песчаники; 3 — туфобрекчи; 4 — андезитовые и базальтовые лавы; 5 — ультраосновные (и габброновые) породы; 6 — разломы; 7 — поднятый блок (с невыясненной структурой) верхнемеловых преимущественно вулканогенных пород. I — палеогеновые отложения (по А. М. Садрееву); II — верхнемеловые породы (по А. М. Садрееву, 1939).

них протягиваются прогибы, выполненные молодыми осадками. На южном продолжении этих полуостровов, под уровнем моря, прослеживаются подводные хребты. Из них Олюторский прослеживается на протяжении 700 км (там же, стр. 411). Эта особенность структуры вулканогенных образований на восточном побережье Камчатки объясняется их островной природой и расположением на их продолжении островной дуги Курильских островов.

Кроноцкий полуостров представляет собой вулканический массив, сильно усложненный разломами. В строении его преобладают туфогенные породы, переслаивающиеся с покровами лавы. Вулканическая деятельность на этом полуострове началась в поздне меловое время и продолжается до настоящего времени.

Вулканогенные породы Кроноцкого п-ва смяты в пологие складки, протягивающиеся в северо-восточном направлении. Складки раздроблены многочисленными разломами, простирающимися в разных направлениях. Вдоль разломов наблюдаются тела ультраосновных пород, как это видим на разрезе, приведенном на рис 17 (рис 17)

Закономерности структуры Камчатской островной системы также очень ярко проявляются в центральной части Камчатки и отражаются в особенностях Срединного хребта. В строении Центральной Камчатки представлены докембрийские, верхнемеловые, третичные и четвертичные отложения. Структурный узел рассматриваемой части страны представляет Срединный Камчатский массив метаморфических пород. Он имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении. Расположен в южной части Срединного хребта. Протягивается почти на 250 км. Имеет гористый рельеф. Срединный массив представляет собой сводовое поднятие «горст-антиклиналь», с запада и востока ограниченное разломами. Имеются также многочисленные поперечные и диагональные разломы, а также разломы других направлений.

Центральная часть массива сложена древними метаморфическими породами, образующими три антиклинальные складки, простирающиеся в меридиональном направлении. С антиклиналями намечается связь интрузий гранитоидов (Геология СССР, т. XXXI).

Срединный Камчатский массив облекается складками верхнемеловых и третичных отложений, согласующимися с очертаниями массива и его структурой. Верхнемеловые складки выполняют прогибы, прилегающие к массиву. Представлены они вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми образованиями.

Центрально-Камчатская вулканическая зона протягивается почти на 1000 км. Ширина ее 40—50 км, иногда до 100 км. Сложена исключительно вулканогенными образованиями поздне мелового и третичного возраста. Они образуют пологое сводовое

поднятия, усложненное многими разломами. У шарнира поднятия наблюдаются выходы более древних третичных отложений, сменяющихся в сторону прогибов более молодыми породами. Вместе с тем вулканические породы, слагающие поднятия у шарнира свода, по склонам его сменяются вулканогенно-осадочными породами, выполняющими прогибы. Предполагается (Геология СССР, т. XXXI, с. 420), что образование этой зоны связано с глубинными разломами, протягивающимися в том же направ-

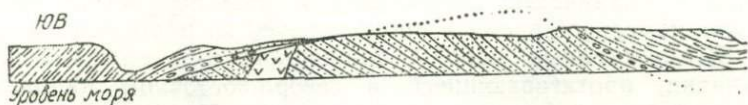


Рис. 18. Геологический разрез берега Ковачинской бухты у мы-
1 — граница между паймпольской и аятольской свитами; 2 — конгло-

лени. С наличием разломов связываются изменение пород и многочисленные рудопроявления ртути, золота, меди и других металлов.

В Центрально-Камчатской вулканической зоне сосредоточено около 80% всех известных на Камчатке интрузий. Главные интрузивные комплексы имеют палеозойский, позднемиоценовый и неогеновый возраст. «В целом структура Центрально-Камчатской вулканической зоны напоминает таковую геоантиклинория Большой Курильской дуги, непосредственным продолжением которого зона и является» (Геология СССР, том XXXI, стр. 421).

В западной части Камчатки между склонами Срединного хребта и берегом Охотского моря расположена обширная Западно-Камчатская равнина. В структурном отношении — это прогиб, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями. В составе их выделяются структурно-стратиграфические комплексы (этажи):

I — верхнемеловые породы, залегание складчато-глыбовое, дислоцированы в течение камчатской фазы ларамийской складчатости, простирание северо-восточное;

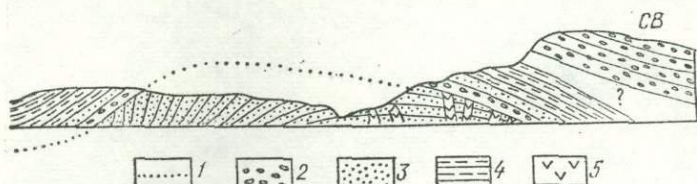
II — палеоген-среднемиоценовые породы, окаймляют верхнемеловые отложения, дислоцированы движениями алеутской фазы складчатости, образуют крутые складки, часто усложненные разрывами и иногда надвигами;

III — верхнемиоцен-плиоценовые породы, дислоцированы движениями сахалинской фазы складчатости, образуют крупные пологие складки, мало нарушенные разломами;

IV — покровы базальтов и андезитов четвертичного возраста, горизонтально залегающие слои морских ледниковых и других континентальных отложений (рис. 18).

Закономерности залегания и дислокаций вулканогенно-осадочных отложений на Камчатке полностью соответствуют таким же закономерностям на других островных системах. Важнейшими считаются такие положения.

Главные структурные части Камчатки расположены на валобразном поднятии океанического дна. В частности, Срединный хребет лежит на глобальном сводовом поднятии океанической земной коры, протягивающемся от дуги Курильских островов



са Утхолковского (по И. Б. Плешакову).

мераты: 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — андезиты.

через Камчатку в Корякский хребет. Древнейшая структурная часть егс — Центральный срединный массив. Отдельную структуру полуострова представляют Восточно-Камчатские вулканические массивы: мыс Озерный, Камчатский, Кронопкий и Шилунский п-ва, а также Командорские о-ва. Формирование современной тектоорогении Камчатской островной системы начинается с мелового периода. Отложения древнемеловой системы за пределами Центрального срединного массива на Камчатке распространены мало, а на Курильских островах не известны.

Отложение осадочных толщ на Камчатской островной системе, как и вообще на океанических островных дугах, осуществлялось и осуществляется в межостровных прогибах. Накопление осадков происходило в условиях преобладающих нисходящих тектонических движений, чем объясняются большие мощности осадочных отложений. Размеры прогибов межостровных бассейнов аккумуляции были ограничены, в меловой период они сосредотачивались вблизи островов вдоль сводовых и блоковых поднятий океанического дна. В третичный период область отложения осадков несколько расширилась и объединила многие локальные бассейны в зоны осадконакопления, протягивающиеся вдоль островной системы, как, например, Центрально-Камчатская вулканическая зона. Этим объясняется разная мощность осадочных отложений в пределах структурных зон. В процессе выполнения осадками островные прогибы превращались в низменную сушу и соединяли соседние острова в более обширные массивы. Разрастанию площади островов способствовали тектонические движения.

Дислокации слоев осадочных отложений на Камчатке, так же как и на других массивах островной суши, интенсивные и разнообразные. Чаще всего это складчатые структуры, услож-



Рис. 19. Вулканический рельеф Камчатки.

ненные разломами и надвигами. Разломные структуры преобладают в сводовых поднятиях и вокруг массивов. В пределах структурных зон в целом складчатость характерна для дислокаций мощных осадочных толщ геосинклинального типа. Формирование ее относится к фазе преобладающего опускания прогиба и связанного с ним сжатия выполняющих его осадочных формаций. В основе своей это складчатость синклиналиевого типа с характерными для него более сжатыми, узкими антиклиналями и широкими синклиналями.

Фазы поднятия складчатых зон имели региональное проявление, но не были равномерно интенсивными. Преобладали блоковые движения. Общее воздымание складчатых сооружений по сравнению с мощностью деформированных толщ было незначительным. Вследствие этого межостровные прогибы полностью не утратили своих тектоорогенических особенностей и выделяются в рельефе как аккумулятивные равнины. Прилегающие к ним хребты создают горы средней высоты — 1000—1200 м. Только отдельные участки Срединного хребта, сложенные кристаллическими породами, образуют скалистые голые гребни, возвышающиеся над прилегающими нагромождениями более низких гор.

В ходе геологического развития рассматриваемой островной системы сложился своеобразный многоступенчатый структурно-аккумулятивный рельеф Камчатки. Глубинный цоколь его составляют сводовые поднятия базальтового океанического дна. Они нарощены отложениями вулканогенных масс, впоследствии дислоцированных и создавших структурно-денудационный гор-

ный рельеф. Структурно-денудационные образования служат фундаментом, на котором величественно возвышаются грандиозные конусы вулканов, насыпанные из пепла и лав — материала, вынесенного из недр Земли. Нарращивание рельефа гор продолжается (рис. 19).

ПИРОКЛАСТЫ — ЭФФУЗИИ — ИНТРУЗИИ

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Камчатки, Корякских гор, Хонсю и других островов чрезвычайно богаты интрузивами различного состава и возраста. Наличие интрузий и закономерности их размещения в осадочных дислоцированных толщах представляют большой интерес, так как позволяют выяснить вопросы формирования сиалической земной коры, в частности вопросы магматической тектоники. Однако отмечаются недостаточная изученность магматических образований и отсутствие систематических описаний залегания их элементарных тел.

Интрузивные породы на Камчатке представлены образованиями от ультраосновного до кислого состава. Комплексы их несколько различны в восточных, центральных и западных районах полуострова (табл. 18).

Сложный и разнообразный состав магматических пород в разных зонах Камчатки ассоциируется с их однотипными вулканогенными отложениями. Закономерные связи состава интрузивных и вмещающих их вулканогенных эффузивных пород прослеживаются по всем их типам. Особенно наглядны они в основных, средних и кислых их ассоциациях.

В окрестностях Петропавловска-Камчатского гипербазиты образуют пластовые тела, залегающие в толще туфов, кремнистых и алевритовых туффитов и кремнистых сланцев предположительно верхнемелового возраста. На северном берегу бухты Раковой пластовая залежь гипербазита обнажается на протяжении приблизительно 1 км. Породы сильно выветрелые, брекчированные, вмещают жилы также сильно выветрелого диабаз.

На восточном берегу Авачинской бухты в эффузивно-осадочной толще обнаружен массив габбро-диабаз. Он вытянут в северо-западном направлении и залегаёт согласно со складчатой структурой. С вмещающими породами контакт габбро-диабаз интрузивный, местами усложненный тектоническими нарушениями. Площадь массива оценивается в 35 км².

В северной части Валачинского хребта на антиклинальной складке описаны две небольшие залежи дунита. Контакты их с вмещающими породами не прослежены.

В отрогах хребта Кумроч известны малые интрузивные тела состава от диоритов до пироксенитов, залегающие в толще измененных туфогенно-эффузивных пород. Интрузивы вытянуты в северо-восточном и меридиональном направлениях. Длина их около 100 м.

Интрузивные комплексы Камчатки
(Геология, СССР, 31, 1964)

Комплекс	Западная Камчатка	Центральная Камчатка	Восточная Камчатка
Плиоцен-чет- вертичный	Экструзивы андезитов и липаритов	Субвулканические интрузии (?) диоритов, гранодиорит-порфиров; экструзивы и дайки пород кислого, среднего и основного состава	Экструзии пород кислого, среднего и основного состава
Неогеновый	Интрузивы и экструзивы щелочных пород (сиениты, монзониты, ийолит-уртиты, шонкиниты, лейциты, трахиты, кринаниты и др.) Габбро, диабазы, диоритовые порфири- ты	Диориты, диоритовые порфири- ты, гранодиориты, различные лампрофировые породы. Габбро-диориты, диориты, граниты, монзониты, альбитофиры и др.	Габбро, диабазы, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфири- ты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, спилитовые порфиры. Ультраосновные породы (?)
Верхнемеловой	Диориты, диоритовые порфири- ты, гранодиориты. Габбро, диабазы, перидотиты, гарцбургиты и др.	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранит-порфири- ты, спилиты, лампрофиры. Габбро, диабазы пироксениты, перидотиты, горн- blendиты	Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. Габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты
Палеозойский (?)	—	Аляскитовые граниты, гранит-порфиры, пегматиты, биотитовые и двуслюдяные граниты, метаморфизованные ультрабазиты и породы основного состава	—
Протерозойский (?)	—	Гнейсо-граниты, пегматиты	—

На о-ве Карагинском гипербазиты залегают среди вулканогенной толщи, в которой покровы базальта и андезитовых порфиритов переслаиваются с туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфами, смятыми в крутые складки. Гипербазиты приурочены к разломам. Центральный массив протягивается в северо-восточном направлении, согласно со структурами вмещающей толщи. Ширина массива от 500 м до 4—6 км, длина — около 25 км. Там же известны многочисленные мелкие интрузивные тела длиной не более 100 м. В составе их преобладают мелкие тела габбро. Центральный массив в этом районе имеет широкую — 40—150 м — контактную полосу, повторяющую очертания массива. В контактной полосе встречаются амфиболовые, амфиболо-хлоритовые сланцы, сланцеватые серпентиниты, магнезиты, кварц-карбонатные породы и другие контактные образования.

В центральной части Камчатки интрузивные породы встречаются очень часто. Особенности их залегания ничем, по существу, не отличаются от закономерностей залегания и распространения интрузивов в других районах полуострова.

В Центральном срединном массиве, сложном докембрийскими кристаллическими породами, известны ультрабазиты, породы основного состава, а также биотитовые и двуслюдистые граниты и др. Они прорывают гнейсы, кристаллические сланцы и гнейсо-граниты домелового возраста. В верхнемеловой вулканогенной и вулканогенно-осадочной толще интрузивные тела представлены перидотитами, пироксенитами, габбро, диабазами, а также диоритом, кварцевым диоритом, гранодиоритом. В более молодых осадочных толщах, кроме перечисленных, известны малые гранитные интрузии, сyenиты и монзониты.

В пределах Срединного Камчатского массива выделяется интрузив пироксенита в бассейне р. Филлипа, площадью около 20 км². В «Геологии СССР» (т. XXXI, с. 25) отмечается, что «наряду с массивными разновидностями ультраосновных пород явно интрузивного характера, в андриановской толще встречаются амфиболитизированные породы, имеющие сланцеватую текстуру. Они мало отличаются от обычных пород андриановской свиты, представляющих собой, в главной своей массе, измененные и рассланцованные эффузивы и туфы» (курсив мой. — В. Б.).

В срединном участке массивы основных и ультраосновных пород расположены цепочкой, вдоль разлома, в меридиональном направлении. Они имеют изометрическую или вытянутую форму. Размеры интрузивов до 2—3 км². Они сложены однообразными по составу пироксеновыми и пироксено-роговообманковыми габбро. Приведенные примеры являются основанием для таких выводов:

1. Интрузивы основных и ультраосновных пород в вулканических областях представляют собой многочисленные небольшие тела, малые интрузии и массивы пироксенитов, габбро, диа-

базов, габбро-диоритов и других пород родственного состава;

2. Контакты интрузивов и вмещающих пород чаще всего выражены нерезко. Наблюдается единство особенностей текстуры интрузивов и вмещающих пород. Контактные зоны всегда небольших размеров;

3. Расположены интрузивы основных пород согласно со складчатыми структурами. Часто малые интрузии располагаются вдоль разломов вмещающих пород;

4. Состав основных интрузивов и вмещающих их основных вулканогенных продуктов совершенно идентичен.

Отмеченные закономерности взаимоотношений интрузивов и вмещающих их пород прослеживаются также на примерах залегания диоритов, гранитов и родственных им пород.

Интрузии диоритов на Камчатке также встречаются довольно часто, особенно гранодиоритов. Один из наиболее типичных интрузивов — Гольцовский интрузив в срединном участке Центральной Камчатки (Геология СССР, т. XXXI, с. 263). Массив вытянут в северо-восточном направлении, занимает площадь 32 км². В северо-восточной части массива контакт пологий, в остальных — крутопадающий. Вмещающие песчано-глинистые породы изменены, превращены в роговики, сланцы и т. д. Центральная часть массива сложена диоритами и кварцевыми диоритами. Вблизи Гольцовского массива обнаружены более 25 малых штоков пироксеновых диоритов. Размеры штоков не превышают 0,5—1 км².

Еще один пример строения интрузива представляет массив на северном участке Центрально-Камчатской зоны, в верховье р. Шаманки. Центральная часть массива сложена гранодиоритами. К окраинным частям гранодиориты переходят в гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры.

Вулканогенные третичные отложения Центрально-Камчатской зоны вмещают чрезвычайно много интрузивных тел различного состава. Особенно многочисленны габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, габбро-сиенито-кварцевые монзониты, гранодиориты, граниты. Интрузивы залегают в вулканогенных толщах обычного для рассматриваемой зоны состава.

В пределах интрузивов Центрально-Камчатской зоны отмечается постепенный переход от кварцевых диоритов и гранодиоритов через плагиограниты к гранитам. Граниты представляют собой обычно серые, желтоватые, среднезернистые, иногда порфировидные породы.

Гранитные интрузии обычно незначительных размеров, но среди них встречаются более крупные тела, площадь которых достигает 100 км² и больше. Такие массивы и вмещающие породы имеют заметные контакты. В результате контактного метаморфизма вокруг некоторых массивов образуются зоны гнейсов

и кристаллических сланцев. Ширина таких зон и мощность контактовых гнейсов не превышают 600—700 м (Геология СССР, т. XXXI, с. 257). Вблизи контакта встречаются инъекции гранитного состава.

Среди гранитных массивов выделяются крупные тела в районе вулкана Хангар, по р. Колпаковой и в других местах.

В бассейне р. Пымта интрузии гранита очень многочисленны. Размеры их в основном не превышают 1 км². В Ганальском хребте плагиогранит-порфиры образуют небольшие тела длиной 1—1,5 км, шириной до 500 м, вытянутые согласно простиранию складчатости вмещающих пород.

Образование некоторых интрузий гранитов, близких по составу к аляскитам, сопровождалось сильной гидротермальной



Рис. 20. Разрез через интрузив горы Глиняной (по К. В. Прохорову, 1962):

1 — четвертичные лавы; 2 — третичные базальты, андезитобазальты и туфы (верхний олигоцен — нижний миоцен); 3 — кварцевые диориты; 4 — напластование эффузивных пород.

переработкой вмещающих пород. С ней связаны различные рудопроявления.

Один из крупнейших, Ахолитенский массив биотит-роговообманкового гранита, расположенный южнее г. Петропавловска-Камчатского, протягивается на 12—15 км, залегает в толще верхнемиоцен-нижнемиоценовых отложений. Контакты его с вмещающими породами крутые, иногда вертикальные. Остатки кровли на интрузиве падают в стороны от него под углом 25—30°. Среди пород, слагающих интрузив, выделяются, кроме биотит-плагиоклазового гранита, диорит, биотитовый гранит и отдельные небольшие тела аляскитов, расположенные в приконтактных зонах. На контактах этих пород явления закалки не обнаружены.

В районе г. Глиняной в контактах интрузива вмещающие породы ороговикованы. В некоторых местах ширина зоны кварцево-биотитовых роговиков бывает 80—120 м. Наблюдаются значительные площади измененных осветленных пород. В зонах дробления встречаются кварцево-карбонатные золотоносные жилы (рис. 20).

В центральном участке Камчатки, кроме интрузий, чрезвычайно распространены экструзивные купола, сложенные роговообманковыми андезитами, дацитами и липаритами. По рекам Коньлье, Половинной и др. распространены мелкие интрузивы,



Рис. 21. Экструзивный купол. г. Виноградов, Закарпатье.

представляющие собой штоки и лакколиты, занимающие небольшую площадь. Они залегают в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях третичного возраста. Большинство интрузивов приурочены к крупным разломам.

В «Геологии СССР» (т. XXXI, с. 273) говорится, что «контактное воздействие, оказываемое интрузивами на вмещающие породы, очень незначительно, тем не менее, районы выхода их представляют собой обширные (до десятков квадратных километров) площади распространения измененных пород. Изменения связаны с гидротермальными процессами, проявившимися вдоль тех же разломов, к которым приурочено большинство интрузивов. Особенно сильные гидротермальные изменения пород проявляются у экструзивных куполов.

В измененных породах находятся рудопроявления ртути, мышьяка, сурьмы... Кварцево-карбонатные жилы среди пропилитизированных пород содержат золото и серебро».

Вулканогенные образования, аналогичные описанным на Камчатке, широко представлены в пределах Вулканического (Выгорлат-Гутинского) хребта в Закарпатье. Среди них известны многочисленные экструзивные купола, малые интрузии, залежи андезито-базальтов (рис. 21). Рыхлые вулканогенные отложения заполняют Закарпатский прогиб и имеют большую мощность.

Формация вулканогенных отложений Закарпатье вмещает многочисленные рудные концентрации, включая проявления ртути, полиметаллов, золота. На примере этой формации еще раз подтверждается мысль о том, что первичные источники ма-

териала для образования горных пород материковой земной коры и минеральных концентраций в ней связаны с процессами вулканизма.

Приведенное дает достаточно полное представление о структурных взаимоотношениях между интрузивами и вмещающими породами вулканических областей. Главнейшие особенности этих взаимоотношений таковы:

— интрузивы средних и кислых пород очень многочисленны и представляют собой локальные образования в толще вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Расположение их тождественно со структурой вмещающих толщ. Дискордантные контакты представляют вторичное, наложенное, явление;

— многие из интрузивных образований приурочены к зонам крупных разломов, но непосредственно с ними не связаны;

— в местах расположения крупных интрузивных массивов развиты контактные изменения вмещающих пород и обнаруживаются воздействия гидротермальных процессов. Причинно-следственная роль гидротермальных процессов в образовании интрузивов еще не выяснена;

— текстура интрузивных тел по отношению к текстуре вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных напластований часто является преемственной;

— структуры течения в интрузивах не проявляются, следов перемещения вещества малых интрузий во вмещающей их среде нет.

Отмеченные закономерности взаимоотношений интрузивов и вмещающих их толщ объясняются возникновением большинства интрузивов *in situ* в результате качественного преобразования минерального состава вулканогенного и вулканогенно-осадочного вещества под воздействием тектоно-вулканических и поствулканических процессов.

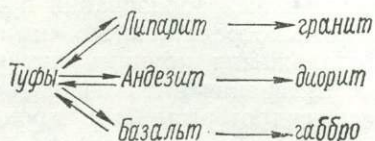
Таблица 19

Химический состав кислых вулканогенных масс, %
(по разным источникам)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	SO ₂	P ₂ O ₅
1	70,74	0,37	12,39	1,84	1,65	0,03	1,24	3,94	3,01	1,85	0,32	0,11	0,98
2	60,20	0,33	18,70	3,40	2,87	0,25	2,85	6,99	3,27	0,88	0,34	—	—
3	65,25	0,55	16,67	2,72	1,80	0,12	0,49	4,19	4,03	2,16	0,48	0,04	0,25
4	72,30	0,25	14,63	1,41	0,77	0,08	0,59	0,59	3,97	2,88	0,36	0,03	0,01
5	70,80	0,36	14,49	1,95	1,12	0,07	1,12	2,49	3,73	3,34	—	0,05	0,14
6	72,48	1,00	14,50	1,10	0,80	0,04	0,45	1,87	3,97	3,72	—	0,16	0,24
7	70,25	0,34	14,88	2,70	1,59	0,07	1,14	2,85	2,82	3,21	0,85	—	—
8	74,80	0,40	9,80	0,64	3,96	0,03	1,13	1,66	1,25	4,69	2,20	—	0,04

Примечание: 1 — спелый туф, бассейн р. Озерной; 2 — пепел вулкана Бельмьянского; 3 — лацит Камчатки (среднее из 34 анализов); 4 — липарит, Срединный хребет; 5 — гранит, Центральная Камчатка; 6 — гранит, бухта Ахомтен; 7 — пепловый туф, Армения; 8 — дацитовый туф, Кольский п-в.

Основанием для такого заключения является тождественность элементарного состава интрузивных, эффузивных и пирокластических пород. В составе вулканогенных продуктов, как это уже установлено раньше, наиболее дифференцировано вещество вулканического пепла и образовавшихся из него туфов. В них преобладает наиболее устойчивый кремнезем и характерен кислый состав. Именно от пепла начинается ряд кислых и генетически связанных с ними метаморфогенных пород более основного состава, образующихся в процессе вулканогенного кругооборота изверженных масс. Учитывая лишь крайние члены интрогенетических рядов, схему взаимосвязи можно представить в таком виде:



Химический состав вулканогенных образований подтверждает эти связи (табл. 19).

Соотношение компонентов в кислых породах является показателем близкого родства этих пород. Только разные условия геологического существования определили разные морфологические и структурные особенности этих пород — членов единого вулканогенного семейства. Сказанное в полной мере относится и к ряду пород среднего состава, неразрывными переходами связанных с кислыми образованиями (табл. 20).

В приведенных анализах прослеживается полное количественное сближение сиала в туфах, андезитах и диоритах не-

Таблица 20

Химический состав вулканогенных пород среднего состава, %
(по разным источникам)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O
1	58,42	0,43	18,59	2,60	2,19	0,05	2,43	5,60	1,31	2,70	0,20	0,03	7,86
2	55,55	0,20	18,23	1,35	1,65	0,06	5,36	1,57	6,40	6,44	0,09	—	3,83
3	53,53	1,09	15,90	15,11	1,25	—	2,94	1,53	1,84	1,48	0,11	—	—
4	63,45	0,98	16,06	1,83	2,00	—	0,65	5,58	4,99	2,00	0,42	—	2,11
5	61,65	0,54	17,64	2,62	2,98	0,15	3,62	5,24	3,01	0,67	0,07	—	2,83
6	59,48	0,64	17,19	4,12	2,46	0,12	3,56	6,72	3,79	1,51	0,25	0,04	0,40
7	65,68	0,23	14,12	3,22	1,88	0,45	2,61	5,98	4,31	1,23	0,05	—	1,05
8	59,12	0,70	15,00	4,39	5,24	0,06	3,45	7,07	2,80	1,16	—	—	—
9	57,78	0,75	15,77	4,53	4,08	0,05	3,62	7,73	2,36	1,09	0,12	—	0,36

Примечание: 1 — кристаллокластический туф, Камчатка; 2 — туф, Ковель, УССР, докембрий; 3 — туф зеленый, Дивинский р-н БССР; 4 — андезит, Командорские о-ва; 5 — андезит, Курильские о-ва; 6 — андезит, Центрально-Камчатская депрессия; 7 — диорит, Командорские о-ва; 8 — диорит, Камчатка; 9 — диорит, Курильские о-ва.

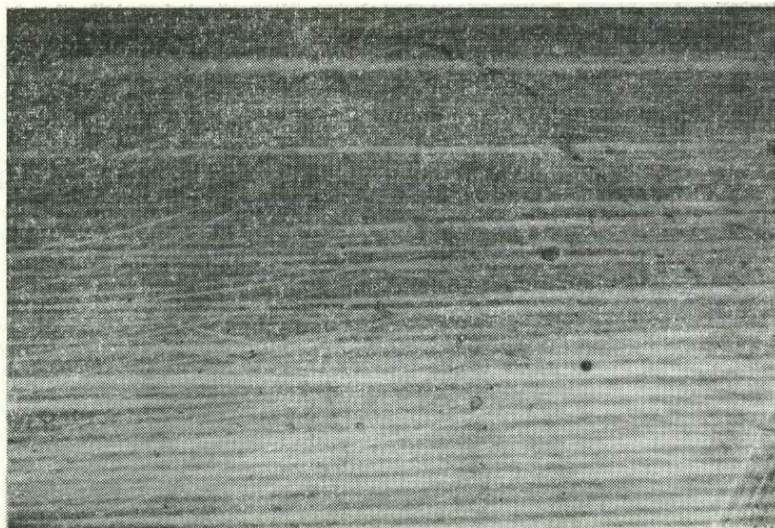


Рис. 22. Пирофиллитовый сланец. Докембрий, Овручский кряж.

зависимо от возраста и местонахождения пород этого типа. Отмечается более высокий процент кремнезема и глинозема в андезитах и диоритах (анализы 4, 7) Командорских о-вов. Но и здесь соотношение этих компонентов выдерживается и подтверждает установленную общую закономерность.

Необходимо также подчеркнуть условность подразделения по составу вулканогенных и содержащихся в них интрузивных

Таблица 21

Химический состав основных вулканогенных пород, %
(по разным источникам)

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O
1	43,17	1,98	14,31	11,56	2,68	0,19	6,05	2,16	0,44	3,84	0,34		12,68
2	44,08	2,57	12,03	7,28	6,47	0,17	7,98	2,24	2,84	2,47	0,24	0,1	4,21
3	46,03	1,20	20,39	4,59	5,90	Следы	4,36	12,11	2,34	0,76	0,38	—	2,19
4	51,54	1,02	17,12	3,55	8,45	0,16	4,78	9,28	2,88	1,15	—	—	0,28
5	50,98	1,03	17,04	4,50	5,08	0,37	6,47	9,57	2,53	1,13	0,16	0,17	0,42
6	50,29	3,03	12,92	1,48	9,77	—	8,07	10,84	2,26	0,46	—	—	—
7	50,93	0,55	15,30	2,05	5,01	0,06	11,18	11,77	2,01	0,44	0,11	—	—
8	51,09	2,15	15,46	1,10	7,48	—	7,80	11,45	2,15	1,06	—	—	—
9	48,18	0,60	15,10	2,08	5,86	—	11,03	9,38	2,12	2,12	—	—	—

Примечание: 1 — туф, Берестовец, УССР, докембрий; 2 — туф, Горыньград, УССР, докембрий; 3 — оливковый базальт, о-в Беринга; 4 — базальт, Курильские о-ва; 5 — базальт, Камчатка; 6 — базальт, о-в Гавайи; 7 — габбро, Курильские о-ва; 8 — габбро, Житомирская обл., УССР; 9 — габбро, р. Кондома (Кашкай).

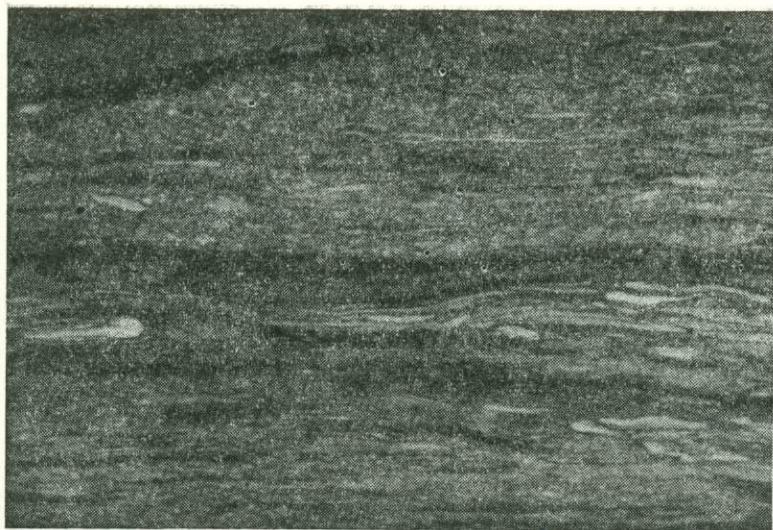


Рис. 23. Туфосланец. Неоген, Закарпатье.

пород на кислые и средние. Между ними находится неразрывный ряд переходных образований, отражающих неограниченную дифференциацию вулканогенного вещества в зависимости от местных условий его отложения и последующей литификации. Такая изменчивость состава вулканогенных масс прослеживается также и в более основных их образованиях (табл. 21). По имеющимся данным, в базальтовых туфах всегда кремнезема несколько меньше (45%), чем в базальте (50%). Это, на наш взгляд, объясняется большей чистотой ювенильной природы базальтовых туфов по сравнению с другими вулканогенными продуктами.

Состав базальтов и габбро практически одинаков. Структурно-геоморфологический анализ вулканогенных областей, особенности химического и минерального состава вулканогенных образований на начальных этапах терригенного литогенеза дают основание для таких выводов о закономерностях этого процесса:

1. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения характеризуются изменчивым составом — от ультраосновных до кислых продуктов. Также широко изменчив и их литологический состав, отражающий сложную дифференциацию материала;

2. Накопление вулканогенно-осадочных толщ большой мощности представляет собой процесс наращивания сверху материалов, выносимых из глубин Земли, сопровождаемого преобладающим погружением дна бассейнов аккумуляции. Более возвышенные элементы структуры и рельефа вулканических образований являются при этом объектами разрушения, сноса

и переотложения вещества или дополнительными, а при определенных условиях — главными провинциями питания процесса литогенеза. Вся масса вулканогенных образований, сложенная вынесенными из недр Земли ювенильными продуктами, проходит вадозную стадию седиментации;

3. Интрузивные тела в вулканогенно-осадочных толщах слагаются из вещества вмещающей их среды. Они не содержат дополнительных ювенильных масс, активное внедрение которых из глубин, помимо вулканических каналов, неизвестно. Автономные, т. е. субтектонические, перемещения вещества интрузивов на определенных этапах их развития протекали лишь в пределах вмещающей среды, в незначительных масштабах и в зависимости от тектонических и термодинамических условий;

4. Преобразование пирокластического и эффузивного лавового материала в кристаллическое вещество гранитоидов, диоритов, габбро-норитов и других «глубинных» минеральных ассоциаций осуществляется путем перекристаллизации, быть может, переплавления минерального вещества в новых структурных условиях. Процесс его преобразования протекает под влиянием сжатия, термодинамического воздействия и при активном участии гидротерм. Однако роль дегидратации или гидратации, т. е. выноса — привноса, как и происхождение гидротерм, требует дополнительного выяснения;

5. Практически обоснованные положения выражаются в том, что на месте залегания массивов липарита, андезита или базальта с их местными качественными особенностями возникают «интрузивные» массивы гранита, диорита или габбро с их многочисленными разновидностями и взаимопереходами. Массивы кристаллических пород расположены среди ареалов более или менее измененных вмещающих пород, обогащенных разными минеральными концентрациями.

Так, по-видимому, окончательно решается проблема происхождения множества разновидностей кристаллических пород, аналогичных в разных структурных этажах.

Общее изменение вулканогенно-осадочных образований приобретает специфические черты там, где мощные толщи их имеют однообразную текстуру. В таких условиях возникают залежи пирокластических сланцев или туфосланцев, характерные черты которых прослеживаются в пределах докембрия Овручского кряжа и Закарпатья (рис. 22, 23).

Пожалуй, самым ярким примером изменения древних вулканогенно-осадочных толщ являются чарнокиты Подолии Украинской ССР, Норвегии, Индии и других областей. По своему составу чарнокиты, как известно, обнаруживают все стадии перехода от гиперстенового гранита через гиперстеновые диориты, кварцевые нориты до норитов. Это открывает новую страницу в познании литостратиграфии докембрия.

Деятельность воды как составная часть глобального процесса образования земной коры оценивается еще недостаточно. Понятие «гидрогенез» имеет более широкий смысл, чем в него вкладывал автор термина А. Э. Ферсман, подразумевавший под этим совокупность геохимических и минералогических преобразований, осуществляемых водой в земной коре. Гидрогенез, или гидрохимическое осадкообразование, охватывает всю сумму процессов, происходящих в воде, связанных с водой и при участии воды, протекающих в океанах и морях, на поверхности материков и в материковой земной коре.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ ЛИТОГЕНЕЗ В МОРЯХ

Воды Мирового океана вмещают в растворе, в разном количестве, все химические элементы. При определенных условиях океанические растворы являются источником материала для образования слоев горных пород. Такое же значение для выяснения происхождения сырья имеют биохимические (органические) морские отложения.

Первичным и главным источником растворимого вещества в водах Мирового океана есть продукты вулканогенной дифференциации глубинных масс планеты. Частично запасы растворимых веществ пополняются за счет привноса растворов реками и размыва морских берегов. Уменьшение концентрации растворов осуществляется путем отложения солей, образования нерастворимых осадков и консервации многих растворимых веществ в органических образованиях.

Мировой океан, следовательно, является глобальным преобразователем, в глубинах которого осуществляется трансформация подвижных соединений в фиксированные массы хемогенных пород. К таким образованиям относятся некоторые минеральные концентрации на дне океана, например марганцевые конкреции, барит и др., имеющие промышленное значение.

Состав гидрохимических отложений, выделяемых по химическому компоненту, довольно разнообразен и включает кремнистые, карбонатные, железистые отложения и соли, в том числе хлориды, сульфаты, карбонаты, бораты, нитраты. В формировании земной коры материков наиболее значительна роль солей.

Кремнистые образования возникают преимущественно из кремнистых растворов в результате испарения и охлаждения воды, а также под влиянием биохимических процессов. Наиболее распространенной формой среди них считаются кремень и опаловидные образования. Чаще всего кремень залегает в виде желваков и пропластков среди известняков, часто замещая из-

вестняки, создавая кремнистые формации. Известны слои кремня мощностью более 250 м. Распространены в докембрии Украинского щита, на Шишберене, очень часто в вулканогенно-осадочных отложениях и толщах мела.

Особенно большое значение в строении осадочных толщ имеет кремнистый цемент в различных обломочных породах. Его особенности определяют характер кремнистых глин, содержащихся в них окаменелостей, песчаников, кварцитов и других пород, часто составляющих основные черты ландшафтов отдельных районов.

Кремнисто-сланцевые отложения и осадочные породы с кремнистым цементом очень распространены в позднедокембрийских и раннепалеозойских отложениях Вольно-Подоллии. В Среднем Приднестровье к ним, в частности, относится толща флишoidных пород района с. Молодово. Источником кремнезема при их осадкообразовании были продукты вулканической деятельности, интенсивно развивавшейся в то время на юго-западных окраинах Восточно-Европейской платформы.

Карбонатные осадки образуются преимущественно при участии живых организмов. Неорганические карбонатные осадки встречаются реже. Среди них наиболее известны оолитовые известняки.

Оолитовые образования также характерны для железных и железо-марганцевых бобовых руд морского происхождения. Хороший пример таких отложений — железорудная формация Керченского п-ва. Рудные залежи приурочены к синклиналим прогибам. Железорудная формация имеет горизонтальнослоистую структуру.

Соли — наиболее распространенный тип гидрохимических отложений в земной коре. Их залежи встречаются во всех частях стратиграфического разреза — от докембрия до четвертичной системы включительно. Наиболее значительные концентрации соли в докембрии Ирана, Австралии, кембрии Восточной Сибири, силуре Северной Америки, девоне Днепровско-Донецкой впадины, перми Прикаспия, Приуралья, Донбасса, Западной Европы, в третичных отложениях Ферганы, Прикарпатья, Западного Присредиземноморья (рис. 24).

С образованием залежей солей связаны две очень важные проблемы: собственно соленакопления и субтектоники.

Растворенные вещества в океане, непроточных озерах и в грунтовых водах осаждаются, когда вода испаряется и растворы насыщаются. Седиментация солей происходит в определенных условиях.

Отложение морских солей происходит в бассейнах, расположенных в тектонически активных прогибах с медленным и очень длительным погружением основания. Такие условия создаются часто в складчатых зонах (Куляб на Памире, Фергана в Западном Тянь-Шане), в предгорных прогибах (Предуралье, Пред-



Рис. 24. Соленосные бассейны Европы:

1 — платформы, 2 — щиты; области складчатости: 3 — байкальской, 4 — каледонской, 5 — герцинской, 6 — альпийской; 7 — передовые прогибы; 8 — соленосные бассейны; 9 — области современного соленакпления; 10 — разломы; 11 — тектонические швы (глубинные разломы), 12 — флексуры.

карпатье, Персидский залив), в платформенных впадинах (Днепровско-Донецкая, бассейн Красного моря). Процесс испарения в бассейнах соленакпления протекает непрерывно при устойчивом насыщении раствора, естественно регулируемом испарением и притоком морской воды. Нечто подобное наблюдается теперь в озере Саки в Крыму, где мощность пластов соли, отложившихся в современных условиях, превышает 2 м.

Соленосные формации в некоторых бассейнах соленакпления сопровождаются вулканогенными образованиями, преимущественно базальтом. На основании такого сочетания напластований некоторые исследователи полагают, что источником соли для образования ее залежей непосредственно являются вулканогенные продукты. Носителем солевых растворов могли быть термальные источники, но аккумуляция соли в этих условиях

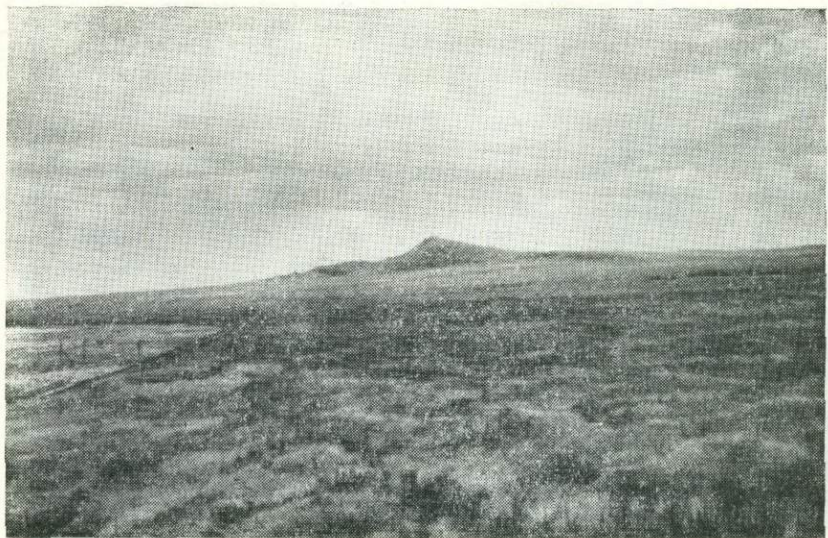


Рис. 25. Соляная гора Богдо. Прикаспий.

имела бы локальный характер и сосредотачивалась бы в местах выклинивания источников. Известные отложения соли имеют бассейновый характер. Соли, как об этом уже упоминалось, растворенные в воде океанов, действительно имеют вулканогенную природу, но седиментация их непременно проходит трансформацию и перераспределение в морских условиях.

Набор минералов в солевых толщах довольно разнообразен. Все минералы имеют большое промышленное значение. Наиболее распространены: галит — NaCl , сильвин — KCl , кизерит — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, а также карналлит, тахидрит, каинит, ангидрит, гипс, лангбейнит, ловенит, полигалит, глауберит, ландгофит, борацит, кальцит и доломит. В некоторых случаях перечисленные минералы образуют самостоятельные концентрации, имеющие практическое значение.

Мощные скопления соли сопровождаются очень сложным перемещением солевых масс в земной коре, составляющей среду, в которой перемещаются соли. Это автономное перемещение горных масс в каменной среде было выделено автором в 1961 г. как особая форма геологического перемещения — субтектоническое движение. Стимулированное общими тектоническими движениями земной коры и давлением осадочных отложений, субтектоническое перемещение всегда осуществляется в направлении наименьшего сопротивления, обычно снизу вверх.

Субтектоническое движение соли — активный фактор структурообразования. С ним связано формирование структурных об-

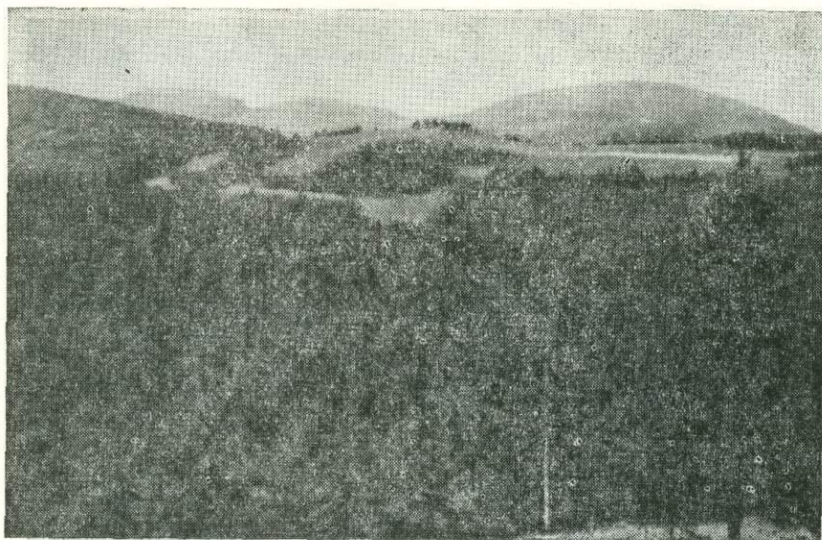


Рис. 26. Интрузивные купола. Чехословакия.

ластей солянокупольной тектоники и диапировой складчатости (рис. 25).

Еще одним ярким примером субтектонических движений считается перемещение масс интрузий, отмеченное в вулканических областях. Интрузивные тела возникают всегда в границах определенных структурно-стратиграфических комплексов одного этажа. Это один из важных критериев для стратиграфического подразделения однообразных метаморфических толщ. В определенных термодинамических условиях (в очагах образования интрузий) достигшие состояния пластичности и, возможно, плавления минеральные массы перемещаются в направлении наименьшего сопротивления. До установления стабилизации они часто внедряются в поверхностные слои земной коры и создают вулканоструктурные формы рельефа. Морфологически эти геоморфологические элементы напоминают солянокупольные ландшафты. Примерами могут быть район Пятигорска на Северном Кавказе, Вулканический хребет в Закарпатье (рис. 26).

Субтектоническое перемещение интрузивных масс обуславливает сосредоточение интрузивов в иных, обычно верхних стратиграфических горизонтах по сравнению со стратиграфическим положением среды, в которой данные интрузивные массы возникли. Эту закономерность необходимо учитывать при установлении стратиграфии кристаллического фундамента. Структурно-геоморфологический анализ и сравнительное изучение состава интрузий и вмещающих пород позволяют в большинстве

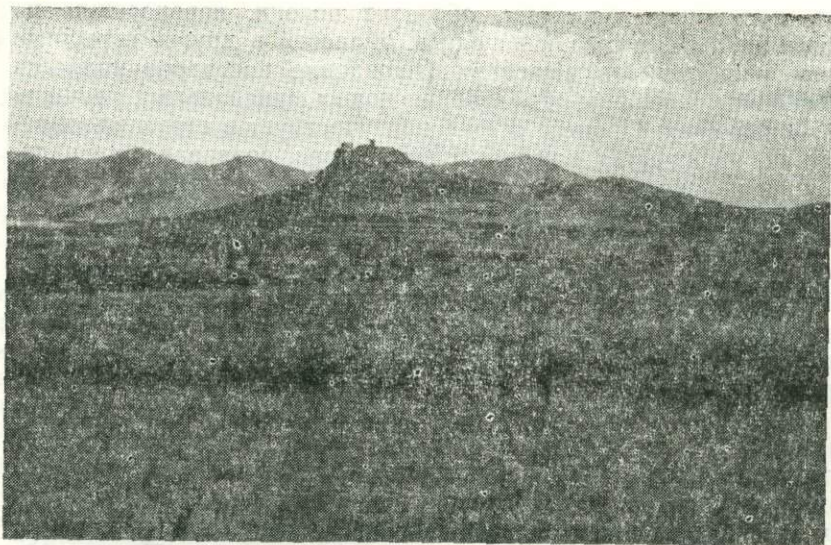


Рис. 27. Травертинский бугор. Чехословакия.

случаев установить действительную картину их взаимоотношений.

В образовании сыня большое значение имеют гидрохимические процессы на поверхности Земли и в зоне гипергенеза. Образование химических осадков здесь в незначительной мере обусловлено климатом. В аридной зоне химические осадки распространены в озерах и озерных областях. Из них особый интерес представляют месторождения соды и боратов.

Среди химических продуктов, отлагающихся поверхностными водами, и в местах выходов источников известны отложения кремнистых и известковых туфов. Толщи последних иногда создают разнообразные формы рельефа (рис. 27).

Из гидрохимических образований на поверхности Земли очень распространены болотные и озерные железные руды, железо-марганцевые бобовины в осадочных отложениях зон гумидного климата.

Большое значение в осадкообразовании играют процессы геохимической миграции в поверхностных частях земной коры материков. Выветривание, эрозия и седиментация способствуют глубокой дифференциации химических компонентов минеральных ассоциаций, образованию отложений с определенным химическим составом (бокситы, огнеупорные глины, некоторые песчаники, соли щелочных металлов, россыпи).

Вода наиболее важный геологический фактор в преобразовании минерального вещества материковой земной коры. Она пронизывает всю литосферу, выполняет поры горных пород, соз-

дает подземные бассейны, образует потоки, переносящие из формаций в формации и из одних областей в другие огромные массы растворимого вещества. Осаждение растворов является важнейшим фактором образования новых минеральных концентраций в недрах. Процесс осаждения участвует в структурообразовании, увеличивая компетентность слоев, создавая минеральные швы — жилы в зонах разрывных деформаций.

В преобразовании состава материковой земной коры и насыщении ее полезными минеральными концентрациями исключительно велика роль деятельности гидротерм. Практическое значение месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения общеизвестно. Происхождение гидротерм пока остается проблемой — единого представления о происхождении горячих источников нет.

Классическое учение связывает происхождение гидротерм с магмой, т. е. приписывает горячим водам ювенильное происхождение. Существует представление о первичной вадозной природе гидротерм. В. В. Аверьев высказал мысль об отсутствии связи гидротерм с остывающим магматическим очагом, считающимся источником гидротермальных растворов. По его мнению, формирование термальных ареалов в земной коре «обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого в общем случае не связана с находящимися здесь магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса» (Аверьев, 1966, с. 126). Такие взгляды ставят происхождение интрузивов и гидротерм в один ряд и зависимость от общей причины — разогрев восходящими потоками горячих флюидов. Природа последних остается невыясненной.

Проблема гидротерм — это проблема источников тепла. Размещение интрузивов вдоль глубинных разломов земной коры может свидетельствовать о существовании глубинных тепловых потоков, плавления минерального вещества и разогрева вод. Но эти же структурные условия допускают предположение о механическом разогревании масс в результате трения, сжатия, удара и других факторов, при перемещениях, особенно в зонах разрывных деформаций. Гидротермы в таких условиях могут иметь смешанное происхождение — выделение из магмы и подогрев вадозных водных масс.

В первичных вулканогенных толщах, где преобладают малые интрузии, гидротермы магматического происхождения, очевидно, имеют подчиненное значение. Возможно, подогретые в вулканических очагах или в зонах сжатия вадозные воды являются активным фактором химической дифференциации минерального вещества, перекристаллизации его в интрузиях, контактных зонах и прилегающих частях вмещающих пород.

Термальные воды гидротермальных систем представляют собой не только активный фактор минералообразования, но и

сами являются в ареалах их распространения источником ряда важнейших полезных ископаемых.

Подземные воды, циркулирующие в земной коре, осуществляют не только глобальную созидательную, но и не менее значительную разрушительную и деформационную работу. В процессе глубинного разрушения недр первое место занимает карст. При определенных геологических условиях масштабы карстовых разрушений не уступают масштабам проявлений разрушительных землетрясений.

Пронизанные карстовыми пустотами горы теряют свою устойчивость. Обрушение перекрытий пустот часто сопровождается деформациями слоев, мало отличающимися от тектонических нарушений. Карстовые образования и связанные с ними нарушения широко представлены почти в каждой горной системе, в частности в Крыму, на Кавказе, в Карпатах и Предкарпатье, Динаридах, Пиренеях. Большое распространение карста связано с толщами карбонатных и других растворимых пород в надплатформенном покрове. Явление это наблюдается на Волыно-Подольской плите, в Прибалтике и других местах.

На поверхности Земли гидрохимические процессы и протекающие в присутствии воды геохимические преобразования минерального вещества происходят всюду и всегда. Завершаются они общей денудацией суши, рассеянием продуктов дифференциации по лику Земли и локальной фиксацией их в прибрежных зонах различных бассейнов.

В развитии литогенеза поверхностная геохимическая дифференциация (выветривание) представляет собой всеобщий глобальный процесс — отрицание старой и формирование новой структуры.

Зона выветривания занимает верхнюю часть литосферы. Субстрат ее представляют породы, обнажающиеся в различных сочетаниях и соотношениях кристаллических, магматических, метаморфических и рыхлых осадочных формаций. В ее границах происходит полное качественное преобразование минерального вещества. В зоне выветривания наиболее ярко и в самых широких пределах осуществляется взаимодействие минерального вещества Земли, гидросферы, атмосферы и живых организмов.

Процесс геохимической дифференциации вещества в зоне выветривания на первом этапе протекает как дезинтеграция пород, в результате которой образуются продукты распада минералов и остаточные продукты, такие как песок, жерства и щебень с большим содержанием кварца.

Позднее выделяются продукты, содержащие алюминий. В растворы этот элемент входит в виде ионов. Такие растворы неустойчивы, в них быстро образуются коллоидные частицы. В зависимости от климатических условий этот процесс протекает по-разному и с различной скоростью.

В зонах умеренного климата образуются глинистые минералы — монтмориллонит, каолинит и другие. В зонах теплого и влажного климата из растворов в химически нейтральных грунтовых водах выпадает гидрат окиси алюминия, слагающий наиболее ценные латеритовые и бокситовые месторождения алюминия. В зонах холодного климата геохимическая дифференциация сильно ослаблена. Среди продуктов выветривания преобладает глина, состоящая почти целиком из продуктов истирания пород.

Продукты распада полевых шпатов широко распространены в земной коре. Их водные суспензии могут выдерживать длительную транспортировку. Осаждение этих суспензий происходит в море. При этом образуются глинистые осадки, в состав которых входит большая часть алюминия, полученная в результате выветривания горных пород, а также некоторое количество железа и марганца. Для морских глин характерно значительное количество калия. Он осаждается совместно с коллоидными глинистыми осадками.

В процессах гидрохимического минералообразования важнейшее значение имеют концентрация водных ионов (ОН), явления ионной адсорбции, восстановительно-окислительный потенциал среды. Эти факторы имеют значение при выделении самородных металлов из водных растворов, осаждении свинца, цинка, меди, мышьяка, молибдена вместе с коллоидными частицами, переходящими в осадки.

Геохимическая дифференциация минерального вещества в зоне выветривания и концентрация его в осадках обуславливают специфический состав осадочных пород, резко отличающий их от вулканогенных образований. Перекристаллизация осадочных пород на глубине не может превратить их в основные изверженные породы. Геохимический процесс осадкообразования необратим.

Поверхностные воды на материках, кроме сложной геохимической дифференциации вещества, осуществляют неизмеримо великое разрушение горных пород и механическое перемещение продуктов их разрушения по поверхности Земли. Глубокими ущельями водные потоки прорезают горные хребты, выполняют наносами межгорные впадины, растекаются необозримыми плесами по равнинам, приносят жизнь в сухие пространства пустынь, создают красочные ландшафты нашей планеты.

Области гидрохимических процессов суши и моря извечно разделяет береговая линия Мирового океана. В течение геологического времени эта граница не раз смещалась то в сторону океана, то далеко на массивы материков, но, по-видимому, никогда не перемещалась далеко внутрь океанической и сиалической материковой земной коры. В современных условиях береговая линия расположена в области суши. Обширные шельфы входят в зоны морского литогенеза, смены материковых ландшафтов ландшафтами взморья и открытого моря. Эпиконтинен-

талые моря на определенных этапах геологической истории Земли имели особенно большое распространение на территории современной суши. Под их нивелирующими наслоениями погребены все предшествующие результаты гидрохимической, денудационной и аккумулятивной деятельности поверхностных вод суши. Великие трансгрессии моря отмечают одновременно великие рубежи в истории развития силикатной земной коры.

БИОХИМИЧЕСКИЕ, ИЛИ ОРГАНОГЕННЫЕ, ОТЛОЖЕНИЯ

На первых этапах геологической истории Земли областью биохимического осадконакопления был Мировой океан. Отложение органогенного вещества на суше и в континентальных условиях началось значительно позже. Заметное значение в строении силикатной коры органогенные отложения приобретают с каменноугольного периода.

В открытых просторах Мирового океана накопление осадков происходит крайне медленно. На поверхности верхней мантии и в базальтовом ложе океанического дна распространены гидрохимические и биохимические отложения (красная океаническая глина, радиолярный, глобигериновый и другие органические илы). Отсутствие аналогов этих отложений в строении материковой земной коры является веским доказательством того,

Таблица 22

Химический состав известняков, %
(по разным источникам)

Номер п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅
1	5,20	0,06	0,81	0,54	—	7,92	42,74	0,05	0,33	0,56	41,70	0,04
2	0,9	—	0,52	0,19	—	0,11	48,12	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	2,04	—	3,14	1,40	—	0,45	54,02	—	—	»	»	»
3	0,63	—	0,23	0,39	—	0,25	55,12	—	—	»	»	»
4	2,90	—	2,04	—	—	0,49	52,80	—	—	»	»	»
5	0,72	—	0,24	0,08	—	0,20	55,72	—	—	»	»	»
6	1,03	—	0,43	0,29	—	1,67	53,50	—	—	»	»	»
7	1,24	—	0,54	0,50	—	6,69	53,91	—	—	»	»	»
8	5,40	—	1,95	1,00	—	1,56	49,39	—	—	»	»	»
9	13,12	—	0,48	1,66	2,25	17,59	30,10	0,20	0,10	»	»	»
10	53,92	—	13,38	2,15	7,57	0,90	12,42	3,50	2,70	»	»	»
11	—	—	—	—	0,31	9,30	90,20	—	—	»	»	»
12	0,16	—	0,08	—	—	0,90	98,77	—	—	»	»	»

Примечание: 1 — средний состав известняков (по Гроуту); 2 — известняк, сарматский ярус, Днепропетровская обл., УССР; 3 — известняк, понтийский ярус, Крым; 4 — известняк, понтийский ярус, Николаевская обл.; УССР; 5 — известняк, карбон, Донецкая обл., УССР; 6 — известняк, каменноугольный бассейн, р. Крынка, Донбасс; 7 — то же, юра, Крым; 8 — известняк, силур, Вольно-Подолья; 9 — доломитовый известняк, докембрий, УЩ; 10 — силикатный известняк, докембрий, УССР; 11 — мрамор, Северная Норвегия; 12 — мрамор Каррара, Италия.

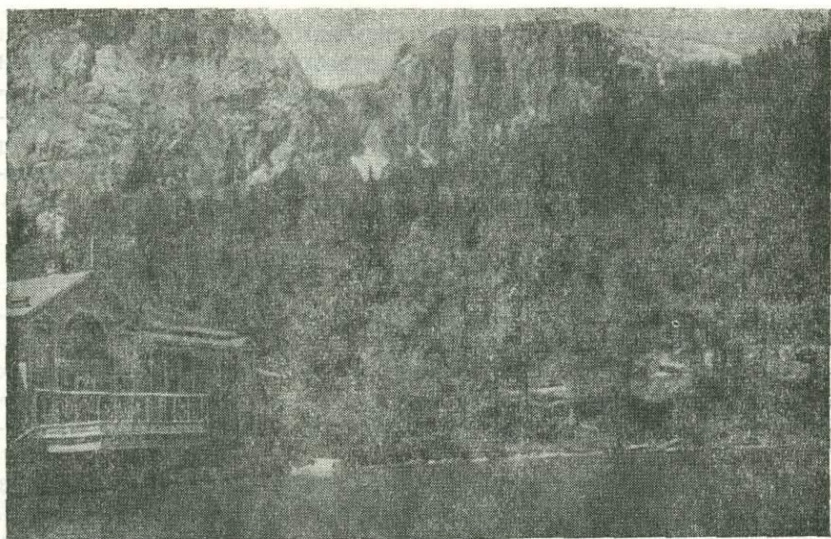


Рис. 28. Известняковые горы. Озеро Рица.

что подъема океанического дна и его расширения не было, а преобладало его сжатие и погружение.

Наиболее важными типами пород среди биохимических отложений в строении материковой земной коры и в балансе минеральных ресурсов считаются известняк, мел, каменный уголь, нефть, газ.

Известняки различного типа в разрезе осадочной земной коры составляют не менее 20%. Это породы преимущественно плотные или мелкозернистые, массивные, иногда слоистые, обычно серого, темно-серого или черного цвета, встречаются известняки красного, бурого, беловатого цвета различной интенсивности. Окрашены они равномерно или пятнами. Обычно в известняках находятся в том или ином количестве остатки организмов. В составе известняков преобладает окись кальция (табл. 22).

Примесь терригенного материала в известняках изменяется в широких пределах. С его увеличением порода приобретает качества мергеля.

Источником материала для известняка служат растворы морской, реже пресной воды. Из растворов соединения кальция увлекают живые организмы, использующие его для скелетных образований. После смерти животных и растений нерастворимые скелетные известковистые образования накаплиются. Из них слагаются мощные толщи горных пород, определяющие структурно-геоморфологические особенности многих горных стран (рис. 28).

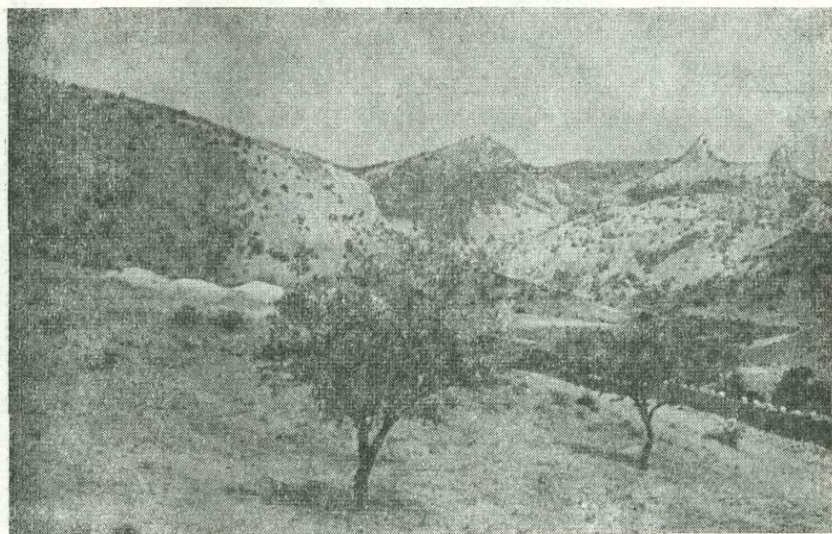


Рис. 29. Рифовый известняк. Район Судака.

Наиболее значительные толщи известняка накапливаются в результате жизнедеятельности известковых водорослей, простей-

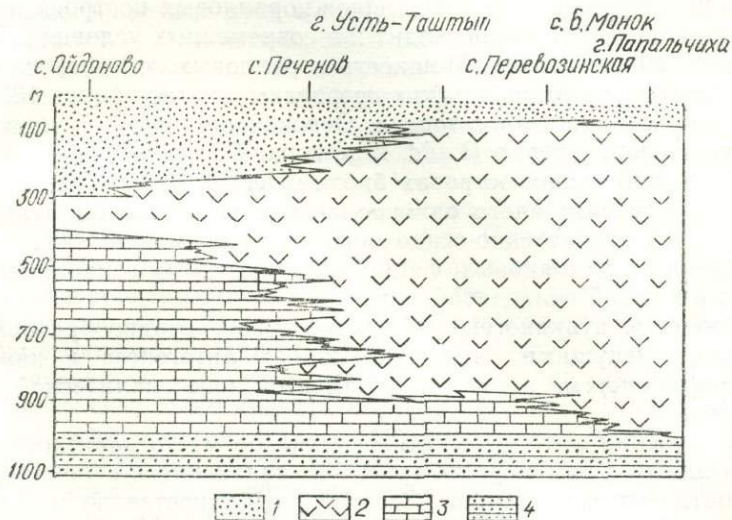


Рис. 30. Фациальное замещение известняков таштыпской свиты вулканогенными породами на юго-западе Минусинского прогиба (по А. И. Анатолевой, 1964):

1 — красноцветные песчаники (усть-гульская свита); 2 — эффузивы; 3 — известняки (таштыпская свита); 4 — красноцветные песчаники (толочковская свита).

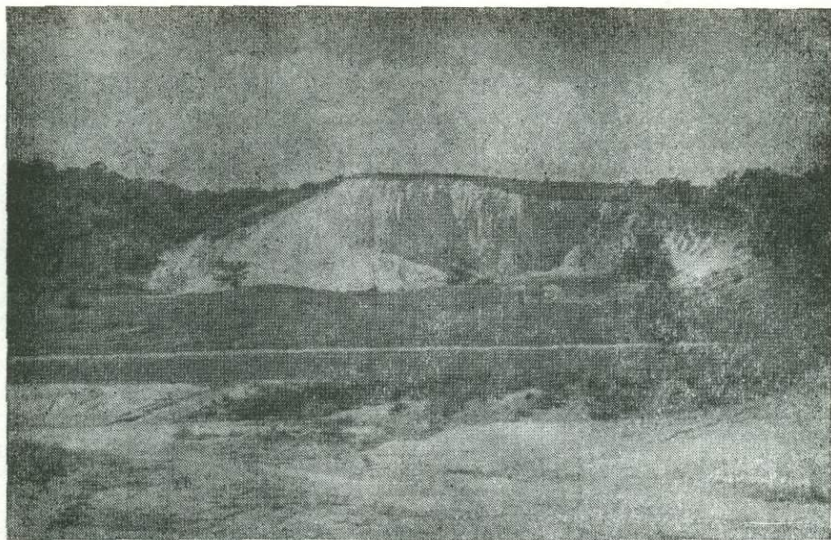


Рис. 31. Меловой карьер. Донбасс.

ших, кораллов, брахиопод и моллюсков. Из них простейшие и кораллы образуют особенно мощные отложения известняка (рис. 29). Образование известняков коралловых построек в глобальных масштабах происходит и в современных условиях. Примеры их общеизвестны. Мощность коралловых построек на атоле Эниветок, на Маршалльских островах достигает более 1380 м. Возраст их — начиная с эоцена. Основой постройки служит базальтовое ложе океана (Ladd, Ingerson, 1953).

На океанических островах биохимическое отложение известняков происходит часто одновременно с накоплением вулканогенного и вулканогенно-осадочного материала (рис. 30).

Смена известняковых фаций вулканогенными наблюдается почти в каждой складчатой зоне.

Процессы вулканогенного и хемогенного осадкообразования являются ведущими на ранних этапах литогенеза в каждой островной системе и каждой складчатой зоне сиалической земной коры.

В строении литосферы также большое место занимают мел и связанный с ним мергель (рис. 31), являющиеся отложениями эпиконтинентального моря. Состоят преимущественно из остатков раковин микроорганизмов.

Состав мела и меловых мергелей довольно однообразен. Значительную примесь в нем составляют такие вторичные минералы, как глауконит и различные терригенные образования (табл. 23).

Из приведенных данных видно, что накопление мела происходило в обстановке, близкой к обстановке относительно глубокого моря, в котором накопление биохимических карбонатных осадков не усложнялось заметным привнесом терригенных частиц. В составе мергеля киевской свиты палеогена биогенные элементы становятся уже подчиненными и порода приобретает качества обычной морской глины (анализы 6—7). Следовательно, первичное биохимическое накопление осадков в эпиконтинентальных морях регионального масштаба сопровождается отложением глинистого материала континентального происхождения. Смешивание разновозрастных и разных по происхождению минеральных компонентов в определенных условиях осадконакопления происходило уже на самых ранних этапах образования шала. Количественное соотношение этих компонентов определяет качество биохимических отложений как минерального сырья для химической и цементной промышленности. Во второй половине мезозойской эры эпохи седиментации известняков, мела и мергелей сопровождалась глобальным усилением вулканизма, в частности излияниями платобазальтов. Многие участки океанической коры, как об этом свидетельствуют находки отложений мелового возраста на океанических островах и гайотах, были значительно приподняты. В базальтовом ложе Мирового океана обрисовались новые подводные валы и на них новые вулканические центры, характеризующие современные молодые островные дуги вне андезитовой линии Мирового океана. Наряду с этим поверхность мезозойских материков покрывали безбрежные эпиконтинентальные моря. Произошло одно из самых значительных в геологической истории выравнивание рельефа Земли. Поверхности выравнивания мелового возраста составляют важнейшую особенность геоморфологии материков.

Среди многих видов биохимических отложений исключительно большое геологическое и народнохозяйственное значение имеют залежи ископаемых углей и нефти. Происхождение ископаемых углей и геология угольных месторождений хорошо изучены. Для установления общих закономерностей развития материковой земной коры здесь необходимо подчеркнуть, что все угленосные формации Мира представляют бассейновые отложения. В дальнейшем тектоническом преобразовании каменноугольные бассейны сохраняют синклиналиевую структуру. В случаях слоеного складкообразования, как это имеет место в Донецком бассейне, образуются узкие, хорошо очерченные антиклиналы, широкие синклинали и куполовидные поднятия, иногда с блоковой тектоникой. Крупные блоки часто обнаруживают автономные перемещения.

Проблема происхождения нефти в современных условиях неоправданно усложнена. Ее органическая природа настолько очевидна, что нет необходимости в поисках иных концепций для ее решения.

Химический состав мела и мергеля, %
(по разным источникам)

Номер п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
1	0,88—3,84	0,08—0,99	0,07—0,20	—	0,08—0,45
2	1,2 —5,99	0,62	0,08—0,16	—	0,62
3	12,71—22,10	4,15—7,36	1,24—2,44	—	0,47—1,07
4	12,18		6,11	—	0,80
5	16,18—30,20	1,70—5,76	0,72—1,66	—	0,29—1,08
6	49,96	7,33	3,39	0,47	1,03
7	52,20	12,11	4,20	0,31	1,90

Примечание: 1 — мел, Новгород-Северский, УССР; 2 — мел, Ровенская обл., УССР; обл., УССР; 5 — мергель меловой, Ворошиловградская обл., УССР; 6 — мергель, палеоген.

Тектонические условия накопления органического вещества, нефтеобразования как метаморфизма погребенной органики и распространения нефти от докембрийских до четвертичных отложений рассмотрены в нашей книге «Основные вопросы тектоогенеза» в 1961 г. Здесь уместно напомнить, что нефтепроизводящие и нефтеносные формации, как и угленосные толщи представляют собой бассейновые образования. Это объясняет все известные особенности структуры нефтеносных провинций и геологии нефтяных месторождений.

Преобразование погребенной органической массы в нефть — процесс метаморфизма, протекающий как одна из форм гидрогенизации. Тектонические движения в нефтеносных провинциях, как это отмечалось нами еще в 1961 г., постепенно вводят обогащенные органическим веществом осадочные массы в условия повышающихся температуры и давления. На стадии нагрева 150—200°С происходит преобразование органического вещества, главным продуктом метаморфизма которого является нефть. Только можно объяснить происхождение нефти, являющейся необходимым звеном изменения органической массы в процессе всеобщего преобразования вещества земной коры, обусловленного тектоническими движениями.

Исходя из факта всеобщего развития процесса осадкообразования снятая материковой земной коры через вадозную стадию, накопление органического вещества в том или ином количестве считается во всех геологических формациях неизбежным. При подвижности нефтяных и газовых продуктов, их исключительной способности к субтектоническим перемещениям концентрация их и образование промышленных скоплений при определенных структурных условиях возможны во всех типах горных пород земной коры.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	SO ₃	Cl	P ₂ O ₅
52,75—55,06	—	—	—	0,03—0,21	—	0,04—0,10
52,0—55,05	—	—	—	0,01—0,40	—	—
38,21—45,75	—	—	—	1,78	—	—
44,45	—	—	—	0,0	—	—
34,40—44,80	—	—	—	0,24	—	—
16,74	0,94	1,24	4,67	0,92	0,15	0,11
7,16	0,50	2,57	7,88	—	—	—

3 — мергель мелового возраста, Ивано-Франковск, УССР; 4 — мергель меловой, Львовская Киев; 7 — глина, палеоген, Киев.

ВТОРИЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

Под вторичным литогенезом подразумевается процесс образования осадков и осадочных горных пород за счет переотложения продуктов разрушения предшествующих минеральных ассоциаций. Эти продукты, отложенные в другой структурной обстановке, являются главной составной частью новых формаций. Значительную роль в процессе вторичного литогенеза в качестве источника минерального материала продолжают играть вулканогенные гидрохимические и биохимические процессы. Разный состав, различная степень дифференциации продуктов разрушения исходных минеральных образований, неодинаковые пропорции их смещения, изменчивые условия аккумуляции, разный возраст и ряд других обстоятельств обуславливают чрезвычайное разнообразие вторичных осадочных образований.

Общие законы измельчения и дифференциации минерального вещества при выветривании и переотложении определяют преобладание среди пород вторичного осадкообразования песков, глин и песчано-глинистых отложений. Напластования иного состава занимают подчиненное положение.

При всем разнообразии пород вторичного литогенеза наблюдается определенная преемственность состава осадочных отложений. По ней возможно восстановить, хотя бы в общих чертах, филогению и генетическую связь осадочных толщ земной коры. Хорошей иллюстрацией такой преемственности может быть состав материнских пород и их производных на примере Украинского щита (табл. 24).

Приведенные в табл. 24 данные показывают, что кора выветривания на кристаллических породах (анализы 1—6) является источником материала для осадочных пород начальной генерации в процессе вторичного литогенеза (анализы 7—8) и их по-

Химический состав кристаллических и осадочных пород, с ними связанных, %

Номер п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅
1	70,77	0,39	14,59	1,58	1,79	—	0,89	2,01	3,52	4,15	—	—	—
2	70,94	0,40	13,24	1,06	3,11	0,05	0,32	1,45	2,95	5,35	0,65	—	0,07
3	71,25	0,17	13,93	1,45	2,12	—	0,10	0,72	3,54	5,66	0,34	—	—
4	70,06	0,53	14,14	1,21	3,88	0,03	1,84	1,40	3,26	1,74	0,06	1,30	0,11
5	68,76	—	17,31	2,50	—	—	1,36	5,87	2,46	0,75	—	0,58	—
6	69,60	1,10	26,22	0,52	—	—	Следы	0,45	0,08	0,15	8,72	—	—
7	47,46	0,21	38,27	0,80	—	—	Следы	0,42	—	—	—	13,26	—
8	47,43	0,11	38,79	0,68	—	—	0,24	0,25	0,20	0,12	—	12,44	—
9	51,70	0,88	32,35	1,30	—	—	1,00	0,60	0,80	2,00	—	9,50	—
10	52,44	—	31,39	1,54	0,80	—	0,37	1,41	—	—	—	11,77	—
11	61,48	—	26,79	3,13	—	—	0,14	0,62	—	—	—	8,07	—
12	71,32	1,73	28,14	1,55	—	—	0,18	1,04	0,69	0,12	—	4,80	—

Примечание: 1—средний состав гранитов; 2—гранит, Житомирская обл., УССР; 3—гранит, там же; 4—гнейс, бассейн р. Тетерева, УССР; 5—мигматиты, Приазовье; 6—каолиновая кора выветривания, Винницкая обл., УССР; 7—первичный каолин, отмыченный, Житомирская обл., УССР; 8—вторичный каолин, там же; 9—огнеупорная глина, Часов Яр, УССР; 10—пестрая глина, Киев, УССР; 11—то же, Киевская обл., УССР; 12—огнеупорная глина, Часов Яр, УССР.

следующих, но все еще родственно близких по составу к источнику образований.

Аналогичный пример унаследования некоторой части состава материковых пород представляют различные гляцигенные и гляциоаллювиальные отложения (табл. 25).

Таблица 25

Химический состав некоторых покровных отложений Восточной Европы, %

Номер п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂
1	59,16	0,79	15,82	3,41	3,58	0,11	3,30	3,07	2,05	3,93	3,02	0,22	0,54
2	83,23	—	7,09	3,01	—	—	0,17	1,00	1,08	0,79	—	—	—
3	71,06	0,15	12,83	6,25	0,15	—	0,98	2,07	1,04	0,26	—	—	—
4	62,89	0,20	16,39	6,08	0,38	—	0,27	4,91	0,34	—	—	—	—
5	78,80	—	8,91	8,24	—	—	0,78	5,07	—	—	—	—	—
6	56,34	—	11,26	5,62	—	—	0,57	9,94	—	—	—	—	—
7	71,36	—	8,00	31,6	—	—	1,21	5,09	1,09	—	—	—	—
8	74,61	0,43	10,05	3,10	—	—	0,22	2,50	1,88	—	—	—	—
9	69,00	—	6,06	2,14	—	—	1,42	9,01	1,11	—	—	—	—
10	78,85	—	6,11	2,79	—	—	1,21	6,00	—	—	—	—	—
11	56,30	0,84	12,25	3,25	—	—	2,88	9,48	1,49	1,88	—	—	—

Примечание: 1—ледниковая глина, по Гольдшмидту; 2—морена, Житомирская обл., УССР; 3—красно-бурая глина, Киев; 4—красно-бурая глина, Бешкино, Полтавская обл., УССР; 5—красно-бурая глина, Харьков; 6—красно-бурая глина, ст. Ясиноватая, Донецкая обл., УССР; 7—8—лессы, Киев; 9—подмореновый лесс, Киев; 10—лесс, с. Одишцы, Полтавская обл., УССР; 11—лесс, бассейн р. Сухие Ялы, Донецкая обл., УССР.

Первые два анализа в табл. 25 отражают смешанный состав, полученный в результате ледниковой дезинтеграции всей суммы пород, представленных в области оледенения. Анализы 3—6 характеризуют состав красно-бурой глины, широко распространенной породы в основании четвертичных отложений на юге Восточно-Европейской равнины. Это континентальная толща субаквального происхождения, образовавшаяся в начале формирования речной сети. Ее состав отражает, в обобщенном виде, состав материнских пород, питавших материалом местные мелкие бассейны накопления красно-бурых глин. Этим объясняется очень изменчивый их состав. Вместе с тем наблюдается сходство состава красно-бурых глин и лесса, залегающих в одном районе, например в Киеве (анализы 3, 7), в Днепровско-Донецкой впадине (анализы 5,9), на окраинах Донецкого кряжа (анализы 6,11). Отмеченная закономерная близость состава красно-бурых глин и лессов объясняется аналогичными субаквальными условиями отложения и одними источниками материала при их образовании.

Многочисленная дифференциация осадков в процессе вторичного литогенеза способствует накоплению обломочных пород очень разного состава. Среди них в первую очередь выделяют пески, глины и некоторые песчано-глинистые образования.

Песок — мелкообломочная рыхлая порода — и песчаник — его сцементированная масса — образуются в результате переработки и отложения продуктов разрушения различных горных пород в различных физико-географических условиях. Известны пески морские, озерные, речные и эоловые. Они характеризуются своими специфическими особенностями.

Химический и минеральный состав песков довольно однообразен. Встречаются почти мономинеральные его разновидности. Часто представляется возможным проследить происхождение песка и вскрыть его прямую связь с материнскими породами. Особенно легко устанавливаются филогенетические связи аркозовых песчаников (табл. 26).

Очень несложные по составу песчаные породы бывают носителями полезных ископаемых, таких как россыпи, вкрапления, жилы и пропластки. В некоторых случаях концентрация полезных элементов бывает связана с цементом песчаников. Минеральным сырьем очень часто бывают и сами эти породы. В земной коре кремнистые песчаники и кварциты относятся к самым устойчивым образованиям.

Другой конечный продукт вторичного литогенеза — глина. Это тоже очень устойчивый литологический консерват, представленный рядом минеральных ассоциаций изменчивого состава. Генетические связи глинистых образований и материнских пород прослеживаются с трудом. Большинство глинистых толщ морского происхождения.

Химический состав песков, %
(по разным источникам)

Номер п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
1	92,20	—	0,35	0,12	—	—	0,06	0,47	—	—	—	—
2	96,00	0,03	—	—	—	—	0,39	1,00	—	—	—	—
3	98,05	0,44	0,33	0,06	—	—	0,17	0,50	—	—	—	—
4	97,00	—	1,16	0,82	—	—	0,24	0,48	—	—	0,25	—
5	64,20	0,05	14,10	1,0	1,0	0,10	2,90	3,50	3,40	2,00	2,20	0,10
6	75,50	—	11,40	2,40	—	0,2	0,10	1,60	2,00	5,60	0,60	—
7	80,90	0,40	7,60	2,90	1,30	—	0,10	0,10	0,70	4,70	1,20	—
8	92,30	—	1,40	0,20	0,30	—	0,10	3,00	0,10	0,10	0,20	—

Примечание: 1 — песок, бучакская свита, Лисичанск, УССР; 2 — песок, подтавская свита, Киевская обл., УССР; 3 — песок, четвертичная система, Киевская обл., УССР; 4 — диносовый кварцит, УССР; 5 — псаммитовый песчаник; 6 — аркозовый песчаник; 7 — песчаник (спарагмит); 8 — кварцит.

Состав, текстурные особенности, залегание глинистых пород и степень их метаморфизации обнаруживают прямую связь с тектоническими условиями. Естественный ряд этих образований по обобщенным признакам представляют глины — сланцевые глины — глинистые сланцы — филлиты — слюдяные сланцы — гнейсы. Набор этих пород в отдельных бассейнах аккумуляции непостоянный, состав их также изменчив и отражает главные черты условий отложения, например углистые, кремнистые, андалузитовые сланцы (табл. 27).

Как следует из данных, приведенных в табл. 27, состав глинистых пород в разных стратиграфических системах и разных районах изменяется в довольно узких рамках. В этом можно усматривать глобальную закономерность вторичного литогенеза и формирования преобладающих в составе сиалической материковой коры обломочных пород, завершающегося отложением крайне изменчивого дифференцированного и устойчивого в земных условиях минерального вещества.

Очень своеобразный тип отложений представляет собой флиш. Он состоит из закономерно переслаивающихся тонких пропластков аргиллита, известковистого песчаника и мергеля, иногда есть прослой обломочного материала. Часто содержит органическое вещество (рис. 32).

Флиш и флишоидные породы занимают заметное место в строении земной коры. Во многих случаях они определяют тектоорогению некоторых горных хребтов, создавая отдельный тип флишевых гор (Западный Кавказ, Карпаты). Флиш и флишоидные отложения представлены почти во всех стратиграфических системах земной коры. Мощные толщи флишоидных пород представляют вулканогенно-осадочные отложения Закарпатья.

Химический состав глинистых пород, %
(по разным источникам)

Номер п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅
1	58,73	—	11,83	4,20	—	—	1,65	4,65	—	—	—	—	—
2	53,31	—	15,50	6,50	—	—	3,00	7,00	—	—	—	—	—
3	52,20	—	12,11	4,20	0,31	—	1,90	7,16	0,50	2,57	7,88	—	—
4	57,12	—	17,08	7,43	—	—	2,36	2,63	3,43		—	—	—
5	57,94	—	27,09	2,51	—	—	1,27	0,88	—	—	—	—	—
6	57,30	—	26,08	1,57	—	—	0,85	0,35	—	—	—	—	—
7	58,90	0,66	15,63	4,07	2,48	—	2,47	3,15	1,32	3,28	3,72	2,67	0,17
8	57,32	—	20,56	7,19	—	—	2,17	2,32	3,71		—	—	—
9	55,17	1,00	21,56	9,62	—	—	2,24	1,41	—	—	—	—	—
10	59,96	0,60	21,27	1,89	3,02	—	1,13	0,90	2,60	5,44	—	—	—
11	67,06	0,52	15,84	0,72	—	—	0,41	0,59	—	—	—	—	—
12	55,68	0,91	20,18	2,83	3,74	—	2,46	4,26	3,13	3,52	3,09	—	—
13	56,88	1,16	21,45	1,78	4,59	—	2,16	1,47	1,64	3,87	5,08	—	—
14	56,24	0,82	18,05	5,41	5,23	—	2,90	2,07	1,88	3,34	3,00	—	—
15	64,44	1,70	18,18	—	6,24	—	2,98	0,67	0,46	3,19	2,10	—	—
16	55,80	0,70	17,18	2,51	4,99	0,24	3,34	6,46	4,21	1,84	2,26	—	0,41

Примечание: 1 — бурая глина, четвертичная, Донбасс; 2 — глина неогеновая, Яворов, УССР; 3 — зеленая глина, палеоген, Харьковская обл., УССР; 4 — сопочная глина, Керченский п-в; 5 — глина, юра, Харьковская обл., УССР; 6 — глина карбон, свита С₂ Кадневский район, Донбасс; 7 — сланцы, средний состав (Грунт); 8 — сланец, таврическая, свита, Крым; 9 — сланец каменноугольный, Донбасс; 10 — асидный сланец, докембрий, Кривой Рог; 11 — углисто-глинистый сланец, докембрий, Кривой Рог; 12 — филлит, Италия; 13 — филлит, Альпы; 14 — гнейс, Урал; 15 — гнейс, Саксония; 16 — гнейс, докембрий, Украинский щит.

Флишем, главным образом, сложены Складчатые Карпаты. Возраст флиша в Карпатах — палеоген, мел. Флиш и флишоидные породы, преимущественно третичного возраста, распространены на Кавказе. К этим образованиям, по-видимому, относится мощная толща майкопских и сарматских глин Керченского п-ва. В Крыму мощные отложения флиша относятся к юрской системе. Флишевое напластование характеризует также таврическую (триасово-юрскую) серию Крыма. Из более древних геологических формаций явно флишевую природу имеют некоторые сланцевые горизонты докембрия Кривого Рога. Известны в Индии.

Отложения флиша значительно распространены в зонах вулканогенно-осадочных образований. Они известны на Камчатке, Японских о-вах и других островных дугах.

В большинстве районов залегания флиша отложения его занимают относительно незначительную площадь и всегда сохраняют большую мощность. Состав флиша изменчив и недостаточно изучен. Для сравнительной характеристики этих отложений необходимых данных пока недостаточно (табл. 28).

Формация менилитовых сланцев Карпат — это типичный флиш. В основании ее залегает толща роговиков. В нижней час-



Рис. 32. Флиш. Крым.

ти разреза флиша представлены листоватые сланцы, аргиллиты с прослоями светло-серого песчаника и сидерита. Песчаники, известные под названием кливских, имеют значительную мощность. В средней части толщи флиша преобладают слои мергелистого аргиллита, переслаивающиеся с известковистым слюдистым песчаником и, иногда, с сидеритовым мергелем. Местами между ними залегают слои менилитовых сланцев черного или буровато-черного цвета. В верхней части флиша преобладают слои черных и коричневых аргиллитов с тонкими прослоями песчаника, алевроита, мергеля и доломита. Завершает менилитовую толщу чечвинский горизонт туффов с прослойками полосатых известняков и кремня. В бассейне р. Чечвы в Береговской скибе мощность липаритовых туфов около 60 м.

Приблизительно 50% менилитовых сланцев составляет кремнезем в аморфном и полукристаллическом состоянии — опал и

Таблица 28

Химический состав флиша, %
(по разным источникам)

Номер п.п.	SiO ₂	TiO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	pH
1	50,00	0,26	9,90	0,08	0,50	2,30	0,50	5,09	1,00	5,50
2	54,64	0,62	13,50	5,27	1,50	16,60	2,00	14,00	1,00	6,00

Примечание: 1 — менилитовый сланец, олигоцен, Карпаты (минимальное содержание); 2 — то же (максимальное содержание).

халцедон. С увеличением кремнезема до 90% и больше сланцы переходят в роговики.

В составе менилитовой толщи преобладают глинистые породы. Они состоят из гидрослюдистых минералов типа иллита. Монтмориллонит иногда составляет до 15% породы. В фракции тяжелых минералов встречаются пирит, железистый доломит и анкерит. Они замещают кремнистые скелеты радиолярий и спикул губок. Среди других минералов в небольшом количестве есть гранат, турмалин, рутил, дистен, ставролит, хлоритонд, биотит, мусковит. Спорадически встречаются брукит, анатаз, сфен, пироксен, эпидот, глаукофан. Из аутигенных минералов найдены глауконит, барит, целестин, ангидрит. Трещины в менилитовых слоях заполнены битумом. Все породы этой серии вмещают диффузно рассеянные битумы, растительные гели и углефицированные остатки растений. Погребенная органика в осадках составляла около 50%. Большую ее часть составлял фитопланктон.

Состав флиша Карпат свидетельствует об отложении его в неглубоком море. В бассейн поступали большие массы кремнекислоты вулканогенного происхождения и некоторые другие продукты. Привнос вулканогенных продуктов, как полагают, способствовал накоплению и консервации больших масс органического вещества, насыщающего слои менилитовой толщи. Очень распространен флиш также в Предкарпатье. Недра этого района, как известно, насыщены нефтью и природным газом.

Территориальная и стратиграфическая взаимосвязь распространения флиша с вулканогенными образованиями известна и в других районах залегания этих пород. Особенно наглядно эта взаимосвязь выражена, как показали исследования А. И. Анатольевой (1964), в вулканогенно-осадочных образованиях девонского возраста на юге Сибири (рис. 33).

Флишевая толща представляет бассейновый геосинклинальный или субгеосинклинальный тип осадконакопления в неглубоком море или морских заливах. Источником материала для образования флиша были преимущественно продукты вулканических, в том числе подводных, извержений. Таким образом, флиш относится к специфической вулканогенной формации, пользующейся большим распространением в активных зонах тектоносферы.

Ритмичность напластования флиша обусловлена закономерно меняющимся количеством вулканогенного материала, в зависимости от изменения интенсивности вулканической деятельности, влиявшей на режим бассейна осадконакопления. Слоистость флиша в пределах каждого ритма отражает отдельные импульсы вулканической деятельности. Количество ритмов дает представление о количестве усилений, пиков в развитии вулканизма в данной области.

В целом ритмичность в слоеобразовании флиша аналогична

ритмичности слоистости ледниково-озерных глин или отложений внутренних морей, поступление обломочного материала в которые имеет сезонный характер — меняется от зимы к лету.

МЕТАМОРФИЗМ

Учение о метаморфизме горных пород — самостоятельная отрасль знаний. Оно раскрывает чрезвычайно сложный геохимический процесс, протекающий во внешней части тектоносферы. Главной особенностью процесса метаморфизма, чрезвычайно важной для выяснения образования сиалической материковой земной коры, является то, что при нем не происходит заметного изменения валового химического состава (например: глина — сланец — филлит — гнейс или вулканический пепел — липарит — гранит), при котором породы несколько изменяют структуру, минеральный состав, частично или полностью перекристаллизовываются. В определенных структурных условиях при метаморфизме происходит полное замещение вещества в результате привноса-выноса и образование новых пород в пространстве, где размещалась преобразующаяся порода.

Главными факторами метаморфизма считаются давление, разогревание и химически активные вещества, преимущественно водные растворы. Степень участия этих факторов при их взаимодействии определяет качество новообразований и степень метаморфизма осадков. В целом метаморфизм — это отрицание старых и образование новых минеральных ассоциаций и форм вещества, соответствующих новым термодинамическим условиям его существования. Степени метаморфизма представляют собой конкретный ряд форм изменений вещества земной коры, качественный скачок в котором характеризует перекристаллизация, иногда сопровождаемая плавлением.

Метаморфизм горных пород осуществляется в условиях активных тектонических движений. Опускание зон аккумуляции сопровождается сжатием, уплотнением и разогреванием погружающихся масс. На этом этапе происходит цементация пород и их консолидация. Особенно велика в этом роль вадозных вод.

При опускании слоев на глубину, где давление увеличивается до 2000 бар, а температура достигает 500—700°С, метаморфизм протекает особенно интенсивно. С повышением температуры возрастает агрессивность подземных вод. В широких масштабах осуществляется перекристаллизация пород. С началом плавления повышается ассимиляция вещества пород среди очагов метаморфизма, его привнос. Обусловленное активное внедрение расплава в породы кровли, перемещение метаморфита в пластическом или твердом состоянии усиливает миграцию вещества за счет возгонки, отжима гидротермальных растворов, образующих вокруг магматических очагов ореолы метаморфизма с преобладающим привносом вещества. Таким образом, при-

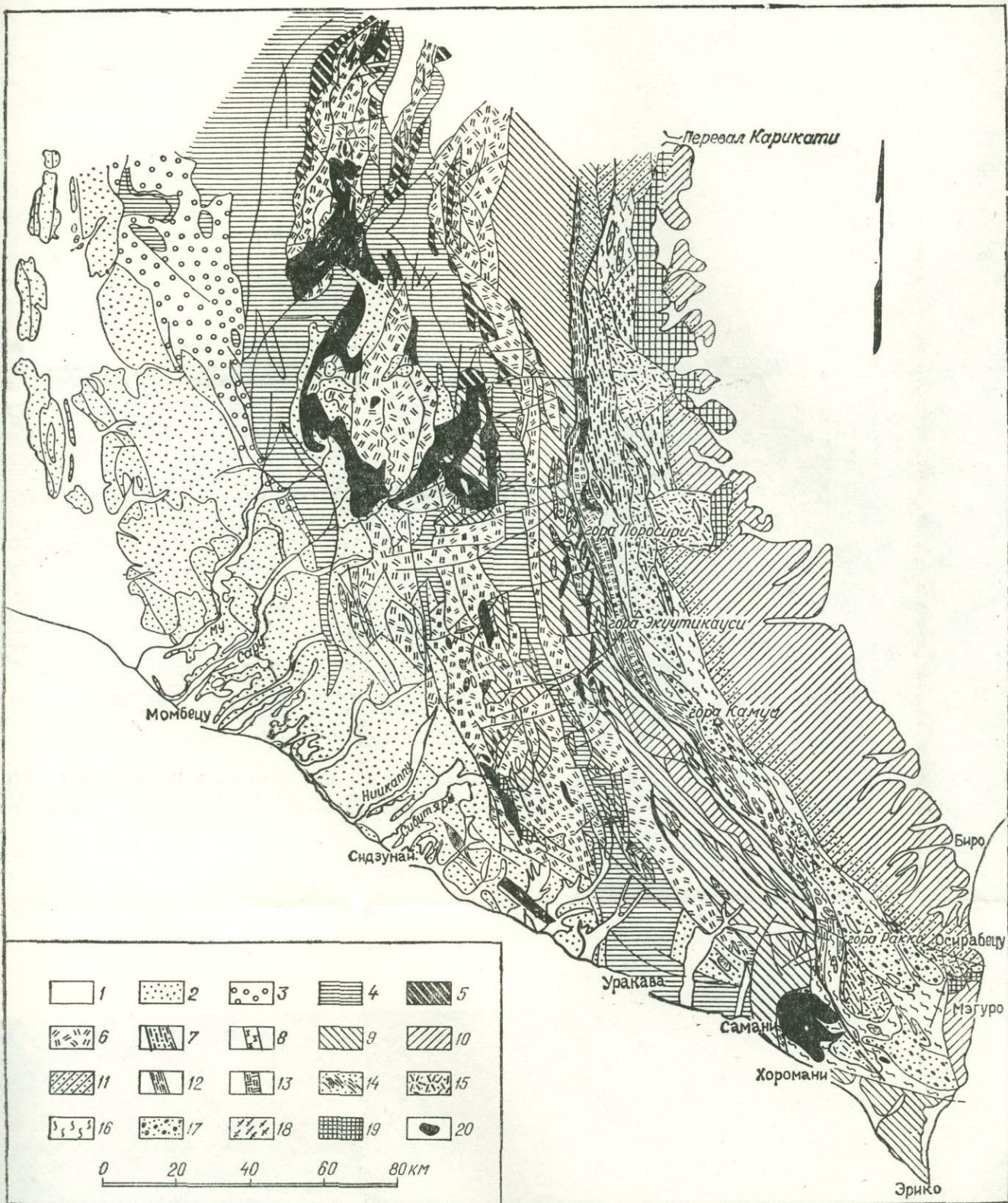


Рис. 5. Геологическая карта южной половины пояса Хидака, о-в Хоккайдо:
 1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — верхние и среднемиловые породы; 5 — нижнемиловые породы; 6 — диабазы и диабазовые туфы; 7 — трондьемиты; 8 — зеленые сланцы; 9 — группа Каму (верхняя группа Хидака); 10 — группа Наканокава (нижняя группа Хидака); 11 — роговики; 12 — амфиболиты; 13 — сосюритовое габбро; 14 — оливковое габбро; 15 — роговообманковое габбро; 16 — гнейсы и сланцы; 17 — мигматиты; 18 — гнейсовые граниты; 19 — граниты; 20 — ультраосновные породы.

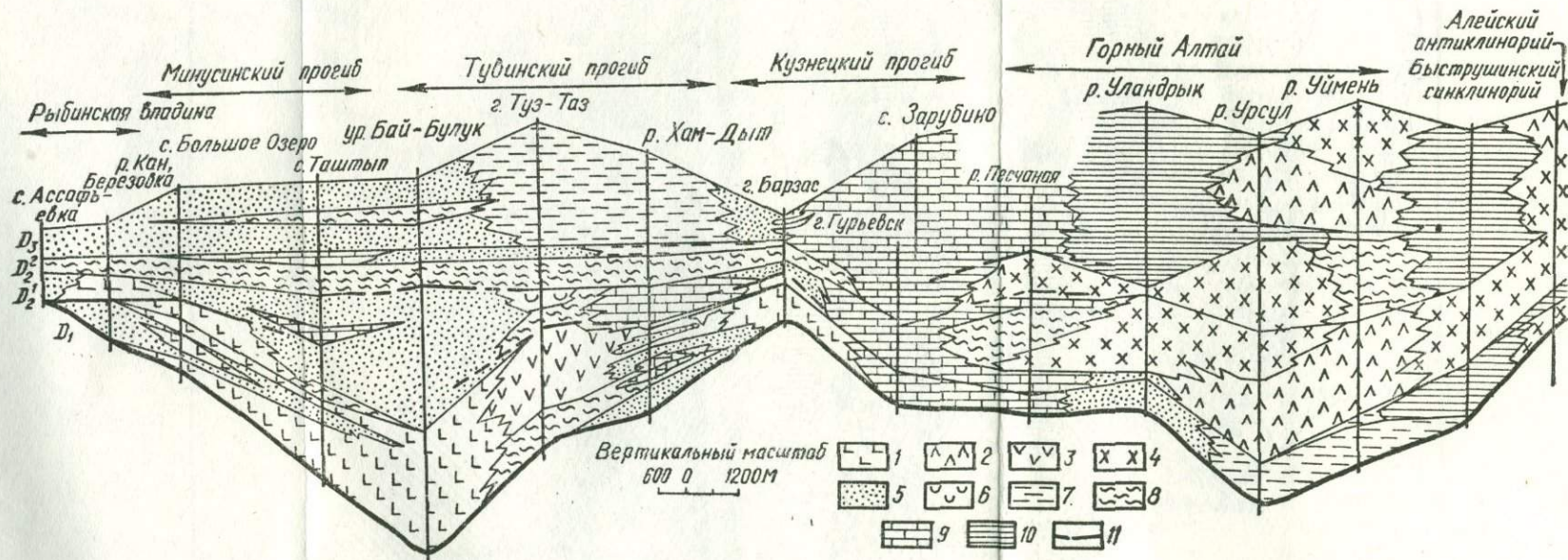


Рис. 33. Общая схема фациальной изменчивости девонских вулканогенных и осадочных толщ юга Сибири (по А. И. Анатолевой, 1964).
 Вулканогенные комплексы: 1 — базальтоидный, 2 — андезитовый, 3 — андезитодацитовый, 4 — металипаритовый (кварцкератофировый); осадочные комплексы: 5 — красноватый терригенный, 6 — эвапаритовый, 7 — пестроцветный терригенно-карбонатный, 9 — карбонатный, 10 — флишонный; 11 — стратиграфические перерывы.

внос-вынос вещества в процессе метаморфизма отражает тектоническое опускание-поднятие в подвижных областях.

Отдельную проблему в учении о метаморфизме горных пород представляет вторичное магмообразование, или образование кислых расплавов. О существовании кислой магмы свидетельствуют изливание липаритов и извержение липаритовых туфов. Форма некоторых плутонов свидетельствует также об образовании их в результате остывания магмы. Имеются доказательства того, что в фазу плавления интрузивы представляли субтектонические тела и активно перемещались из недр к поверхности земной коры. В эпохи горообразования консервация интрузий происходила в толще литосферы на разных стратиграфических уровнях.

Можно полагать, что образование вторичных магм, или расплавов погруженных осадочных пород, сосредоточивалось в очагах, располагавшихся на путях тепловых потоков из недр, разогрева, источником тепла для которого являлись сжатие, трение и другие механические процессы в тектонически активных зонах при образовании разломов, сбросов и других структур. Следовательно, преобразование минерального вещества (осадок — осадочные горные породы — кислые магмы — гранитоиды) представляет естественный эпигенетический геологический процесс, протекающий стратиграфически выше раздела Конрада, и к глубинным продуктам выплавления из вещества мантии отношения не имеет. Такая форма метаморфизма выражена преимущественно в осадочных толщах вторичного литогенеза. Между тем имеются многочисленные факты, свидетельствующие о том, что выкристаллизовывание интрузий, возможно, с образованием расплавов, происходит в среде на месте залегания интрузивов. Это наблюдается в вулканических районах Закарпатья, на Камчатке, Японских и других островах. В вулканогенных толщах этих районов сосредоточены многочисленные интрузивы гранитов, диоритов, габбро и других пород, химический состав которых соответствует составу пород среды, в которой они залегают. Это наглядный пример метаморфизма *in situ*, перекристаллизации минерального вещества в твердом состоянии, минуя фазу плавления. Такая форма метаморфизма свойственна преимущественно вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям. Она распространена в складчатых геосинклинальных зонах и типична для древних кристаллических массивов.

Модель структуры кристаллического фундамента сиалической коры материков представляет структуру напластования. В нижних этажах ее преобладают массивы габбро, норитов, амфиболитов, а также чарнокитов. Средний структурный этаж составляют обширные поля гнейсов, мигмативов, подчиненных им кристаллических сланцев и известняков, включающих многочисленные, часто полиструктурные интрузии гранитов, диоритов,

сиенитов и других пород. К следующему структурному этажу относятся мощные толщи осадочно-метаморфических пород. В них заключаются тела гранитоидов. Расположение интрузий связано с разломами земной коры. Пример такой ярусной структуры — Украинский щит. Его структурные части прослеживаются в отдельных блоках, перемещенных по отношению друг к другу на разную высоту и срезанных денудацией на различных стратиграфических уровнях. С рассматриваемой проблемой связан вопрос метаморфогенного минералообразования и петрогенеза, представляющий отдельную задачу. Для нас в настоящее время это имеет несколько отдаленное значение.

Структурно-геоморфологический анализ сиаля тектоносферы показывает, что земная кора представляет агрегат минеральных вулканогенных, гидрохимических и органических компонентов, продуктов их выветривания, переотложения и метаморфизма.

Для каждого из перечисленных компонентов характерна своя ассоциация минералов и горных пород. Проанализировав состав минеральных ассоциаций материковой земной коры, приходим к выводу, что образовались эти ассоциации из единого источника глубинных продуктов вулканогенной дифференциации вещества мантии в процессе их взаимодействия с водой, атмосферой и живыми организмами.

Нарращивание мощности сиаля земной коры происходило сверху путем накопления глубинных ювенильных масс вулканических извержений, перемещения рыхлых продуктов разрушения поднимающихся массивов в зоны погружения и дальнейшего преобразования их состава в зависимости от тектоно-структурных условий.

Погруженные в глубину недр Земли геологические формации претерпевают изменения, приобретают новые качества в соответствии с новой термодинамической обстановкой, однако соотношение их главных химических составляющих при этом почти не изменяется.

Всеобщая структурно-историческая направленность преобразования минерального вещества в тектоносфере последовательно включает: вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения — разрушение, отложение и литификацию — погружение, метаморфизм, плавление — поднятие, разрушение, отложение — бесконечный процесс созидания и разрушения пород, из которых образуется сиалическая земная кора.

Главную черту лика Земли составляет распределение моря и суши на ее поверхности. Зеленые массивы материков представляют лишь острова среди водных пространств. Граница суши и моря выделяется как важный структурно-исторический рубеж. Она то прижимается к подножию прибрежных гор и на тысячи километров протягивается в одном направлении, как на большей части берегов Тихого океана, то срезает структуры побережья, далеко вклиниваясь заливами в сушу, или обходит ее многочисленные выступы — мысы, как это прослеживается на северном побережье Евразии.

Каменные массивы суши резко выступают над уровнем моря. Но под видимой гладью поверхности вод океана погребены столь же могучие горные хребты и плоские равнины, как и на материках. Только в строении их преобладают более древние и тяжелые минеральные массы.

Состав пород и геологическое строение материков в общих чертах однообразны. Для всех их осадочных формаций характерна начальная горизонтальнослоистая структура. Особенности этой структуры в современных условиях сохраняются в пределах преимущественно низменных равнин. В большинстве холмистых и горных стран горизонтальное залегание слоев нарушено, они смяты в складки, приподняты, часто сколоты и надвинуты одни на другие. Среди деформаций особенно распространены разломы. Они расчленяют геологические напластования на блоки, размеры которых изменяются от крупных горных массивов до ограниченных плоскостями скалывания микротел. Разломы существенно и отрицательно влияют на механическую прочность пород, возраставшую в процессе их уплотнения и цементации. Составные компоненты земной коры закономерно сочетаются по происхождению, возрасту и структурным особенностям. Подразделение пород литосферы по происхождению вещества, из которого они образовались, имеет решающее значение для правильного представления о происхождении и составе минеральных масс сиала. Этот вопрос рассмотрен выше.

По возрасту геологические образования подразделяются на общеизвестные слои, горизонты, ярусы, отделы, системы и груп-

пы пород, дающие представление об относительном возрасте осадочных толщ и соизмеримой длительности их формирования. Используемая стратиграфическая шкала в последнее время постепенно дополняется определениями по абсолютной геохронологии, показывающими колоссальную длительность геологических явлений. Для определения и характеристики процессов образования земной коры стратиграфическая шкала имеет прежде всего коррелятивное значение.

Взаимоотношение составных компонентов по тектоноструктурным условиям отражает историческую и пространственную последовательности расширения сиалической земной коры и раскрывает процесс образования материков.

Тектонические условия осадкообразования характеризуют структурно-стратиграфические комплексы и включающие их структурные этажи. Первые из них имеют региональное, часто локальное распространение. Слагаются слоями и пачками слоев, генетически между собой связанных. Отлагаются на протяжении одного этапа аккумуляции, одной фазы погружения бассейна аккумуляции. От других структурно-стратиграфических комплексов отделяются поверхностями несогласия, перерывами. Набор пород в этих комплексах и их мощность меняются в широких пределах. Стратиграфически они могут соответствовать ярусам (свитам), отделам (сериям).

Структурные этажи представляют собой крупнейшие элементы земной коры. Имеют континентальное распространение. Стратиграфически включают много отделов и несколько систем. Характеризуют крупные этапы совершенствования структуры и перестройки земной коры в ходе геологического развития Земли. Формировались структурные этажи в процессе целых эпох горообразования.

Последовательность усложнения тектоорогении материковой земной коры отражена в строении структурно-геоморфологических образований суши.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИКОВОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Материковая земная кора и связанная с нею суша неоднородны. Они рассеяны по поверхности Земли в виде специфических каменных масс, наложенных на базальтовую основу, и со всех сторон окружены водой. По структурно-геоморфологическим признакам все известные формы суши подразделяются на самостоятельные генетически сходные образования: вулканические острова, островные дуги, океанические острова, или малые материки, материки и шельфовые острова.

Вулканические острова образуются в местах подводных извержений, имеют базальтовый цоколь. Расположены на подводных валах или поднятиях базальтового ложа океана. Сложены

лавовыми потоками и пирокластическим материалом. Рельеф горный, насыпанный. Вулканогенные отложения имеют слоистую структуру. У центров извержения слои залегают моноклинально, на некотором удалении от них структура горизонтальнослоистая или пологоскладчатая.

Вулканические острова представляют собой начальную, простейшую форму тектоорогении материковой земной коры — эпейроген, из которого развиваются все последующие структурно-геоморфологические образования суши.

Островные дуги — более сложные тектоорогенические образования, дальнейший шаг по сравнению со структурой моногенных вулканических островов. Главные черты структуры и рельефа островных дуг общеизвестны (Бондарчук, 1970).

Островные дуги занимают особое место в ряду переходных образований сима — сиаля, океан — суша.

Для определения направления развития тектоорогении земной коры наиболее важны следующие черты структуры островных дуг.

Островные системы расположены на подводных валообразных поднятиях и хребтах, протягивающихся на многие сотни, иногда тысячи километров. Подводные валы и Срединные океанические хребты — принципиально тождественные структуры базальтового ложа океана. Подводные валы островных дуг всегда сопровождаются глубокими океаническими впадинами.

В системах островных дуг выделяются структурные узлы, обычно представляющие наиболее крупные и сложнопостроенные острова — мини-материки. В западной части Тихого океана к структурным узлам относятся: Камчатка — область сочленения Курильской, Корякской и Алеутской островных дуг; Хоккайдо и Хонсю — область сочленения Сахалинской, Курильской, Идзусимито и Рюкю островных систем. К структурным узлам островных дуг относятся также Тайвань, Лусон, Минданао, Калимантан, Новая Гвинея, Суматра, Новые Гебриды, Новая Зеландия, Гавайи, Мадагаскар, Маскаренские о-ва, Исландия, Азорские о-ва, Гаити и Южные Сандвичевы острова.

Возраст и геологическое строение островов в пределах каждой из островных дуг разные. Наиболее древние и сложнопостроенные структурные узлы островных систем — мини-материки. О них скажем дальше. Среди прочих островов на островных дугах выделяются вулкано-органогенные и полиструктурные острова, представляющие дальнейшее тектоорогеническое развитие моновулканических островов.

Под условным названием «полиструктурные острова» выделяются сооружения, в строении которых принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и органогенные отложения первичного этапа литогенеза. Примером их считаются Марианские о-ва, которые расположены в виде плоской дуги, протягивающейся с севера на юг на 800 км. Имеют горный

рельеф: вулканический остров Агрихан — 965 м над уровнем моря. Самый крупный остров — Гуам — имеет равнинную поверхность, повышающуюся с севера на юг до 400 м. Сложен вулканогенными отложениями, окаймляется коралловыми рифами.

Более сложна структура Алеутских и Курильских островов. В их строении принимают участие вулканогенно-осадочные отложения, представленные туфоконгломератами, туфопесчаниками, базальтами, базальтовыми туфами, андезито-базальтами. На Алеутских островах в основании распространены породы спилито-кератофировой формации позднепалеозойского возраста. Более молодые напластования относятся к мезозою и представлены вулканогенно-осадочными отложениями. Горные породы этих островов состоят исключительно из вулканогенных масс и их продуктов, переработанных морем.

Наиболее сложное строение у более древних островов в пределах островных дуг. Иллюстрацией этому считаются Филиппинские острова. В этот архипелаг входит более 7100 островов, не считая очень мелких. Наиболее крупные о-ва — Лусон, Минданао и другие — имеют среднегорный расчлененный рельеф. Высшая точка — действующий вулкан Апо (2965 м) на о-ве Минданао. Горы имеют складчато-блоковое строение. Хребты протягиваются на 200—300 км по простиранию островов.

В геологическом строении Восточных Филиппин выделяются структурно-стратиграфические комплексы: нижний составляют гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты, переслаивающиеся со слабо измененными основными эффузивами и кремнистыми сланцами. Этот комплекс включает интрузии гипербазитов. Формирование его закончилось в позднем мелу. Средний, неогеновый, структурно-стратиграфический комплекс представлен вулканогенно-осадочными отложениями, покровами базальта, толщами пирокластических отложений (граувакк) и флиша. С ними связана угленосная толща. Мощность комплекса 6000—8000 м. Верхний структурно-стратиграфический комплекс сложен континентальными отложениями, обломочными породами, андезито-базальтовыми эффузивами. Распространены рифовые известняки.

В Западных Филиппинах нижний структурно-стратиграфический комплекс представлен преимущественно кварцитами, мраморизованными известняками и содержит многочисленные малые интрузии гранитов. Толщи нижнего структурно-стратиграфического комплекса были смяты в складки в раннем палеогене. К началу миоцена складки были сильно денудированы. В позднем неогене структуры их расчленены на блоки разломами, протягивающимися по простиранию островов. Отдельные блоки были приподняты на высоту до 1500 м. Они создают современные горы.

Недра Филиппинских островов, особенно Лусона, богаты полезными ископаемыми. Есть значительные месторождения зо-

лота, серебра, разрабатываются хромиты, марганцевые, железные и медные руды, каменный уголь и другие полезные ископаемые.

На примере строения Филиппин видно, что в условиях тектонических движений в обычной океанской среде исключительно за счет преобразования вулканогенных масс возникают все известные типы осадочных, метаморфических и магматических пород. Эти же вулканогенные продукты являются также первоисточником и средой образования важнейших промышленных минеральных концентраций.

На этапе осадкообразования типа Филиппинских островов, наряду с аккумуляцией вулканогенных материалов и образованием вулканогенно-осадочных пород, интенсивно протекает вторичный литогенез. Источником терригенных минералов служат вулканогенные продукты, гидрохимические и органические образования. Повторяемость этого процесса ведет к образованию типичных материковых формаций, характерных уже для океанических островов.

Мини-материки — крупные океанические острова и структурные центры островных систем. Очертания, геологическое строение, структура и рельеф океанических островов такие же, как и у материков, только меньших размеров. Это отражено в названии данных тектоорогенических образований. Для иллюстрации приведем справку о тектоорогении крупнейшего среди Зондских островов — Калимантана (Борнео). Этот остров занимает центральное место в архипелаге. Расположен между Австралийской платформой и щитом Индокитая. Площадь острова Калимантан более 734 тыс. км². Его рельеф в северной части горный. Высшая точка — гора Кинабалу, 4101 м над уровнем моря. Преобладают холмистые ландшафты. В устьях и низовьях рек представлены низменности, сложенные аллювиальными наносами.

Структурную часть Калимантана составляет ядро, сложенное сильно дислоцированными кремнистыми, глинистыми и карбонатными сланцами, а также основными эффузивами палеозойского возраста. К мезозойскому структурно-стратиграфическому комплексу относятся мощная серия филлитов и позднемеловая вулканогенно-осадочная, местами флишевая, толща. Эти отложения смяты в крутые складки, с запада прилегающие к ядру. В восточной части Калимантана преобладают третичные отложения, представленные вулканогенно-осадочными, песчано-глинистыми и карбонатными отложениями общей мощностью свыше 10 000 м. Слои их смяты в складки с характерными широкими синклиналиями и узкими гребневидными антиклиналями. В осадочной толще местами залегают интрузии ультраосновных пород послемелового возраста и более поздние интрузии гранитов.

В строении одной из крупнейших островных дуг — Зондских островов — преобладают эффузивные и эффузивно-осадочные отложения неогенового и четвертичного возраста. На о-ве Ява, расположенном в центре дуги, обнажаются филлиты позднего возраста. Они содержат интрузии гипербазита. Палеогеновые отложения представлены мелкообломочными и карбонатными толщами, также с интрузиями. Мощность неогеновых отложений превышает 6000 м. В их составе выделяется угленосная формация, известны крупные месторождения нефти. Эти отложения собраны в простые правильные складки.

На примере строения о-вов Калимантана и Явы мы видим типичную материковую земную кору со всеми характерными для нее признаками, но сформированную полностью из продуктов вулканических извержений и в условиях океана. Приведенные особенности строения мини-материков мы уже отмечали на примерах строения Мадагаскара, Исландии, Кубы, Сахалина, Японских о-вов, Тасмании, а также Камчатки, геологически недавно соединившейся с материком. Это свидетельствует о том, что океанические острова, такие как Хоккайдо, Сахалин, Калимантан, Новая Гвинея, Новая Зеландия, Шри Ланка по геологическому строению представляют материки в миниатюре, которые возникли и развивались самостоятельно. Другие такого же строения острова, объединяясь, образовали более значительные массивы материковой земной коры.

Простейший тип структуры материков представляет Австралия. Этот материк состоит из древних разновозрастных докембрийских массивов-островов в западной части и центральной более молодой докембрийской платформы, покрытой мощным надплатформенным покровом (Тугаринов и Войткевич, 1966). На севере Центральной Австралии выделяются участки каледонид. С востока ее окаймляет герцинская складчатая зона, представляющая приподнятую и сочленившуюся с платформой после регрессии мелового моря островную дугу. На севере эта дуга под углом приближается к островной системе Новой Гвинеи, а на юге продолжается через о-в Тасманию и подводный вал, с юго-запада ограничивающий Восточно-Австралийскую котловину. Осадконакопление в Австралии не прекращалось от докембрия по голоцен. Осадочные формации обычного островно-материкового типа.

Материки Северная и Южная Америки также характеризуются простой, хотя и значительно более сложной, чем Австралия, структурой. Они как бы занимают промежуточное положение между простой, одноостровной структурой Австралии и сложными объединениями многоостровных систем великих материков Восточного полушария — Евразии и Африки (Бондарчук, 1970, 1972).

Характерную особенность структуры Зондских островов и Океании в целом составляют многочисленные островные дуги

и острова, значительно возвышающиеся над уровнем дна океана. Поднятия их ограничены разломами, преимущественно по простиранию. Поэтому островные дуги и подводные поднятия их доколя состоят из удлиненных блоков. Эти структурные поднятия ограничены и представляют автономные образования в системе планетарных деформаций океанического ложа. Такими, не связанными с другими островными дугами, представляются Новая Зеландия, о-ва Фиджи, Гавайские, Маскаренские и Азорские, Исландия и др.

Пространства между островами и островными дугами, как это ярко представлено в западной части Тихого океана, особенно в Океании, являются областями интенсивной аккумуляции осадков, главным источником питания которой служат продукты вулканических извержений, коралловые известняки, а также обломочные материалы разрушения островов и материков.

Бассейны между островными дугами занимают значительную площадь, имеют овальные очертания и вытянуты в направлении простирания островных дуг. К ним относятся моря Южно-Китайское, Андаманское, Целебесское, Яванское, Банда, Тиморское, Арафурское, Коралловое, Фиджи, Тасманово и другие. Некоторые из этих морей сохраняют еще значительную глубину: Целебесское — более 5000 м, Банда — 7440, Коралловое — 4716 м. Другие моря уже почти выполнены наносами и представляют мелководные шельфы — Тиморское — 109 м, Арафурское — 93 м.

Межостровные бассейны занимают небольшую площадь и имеют изменчивую форму. Моря Сулу, Сибуян, Минданао, Молуккское, Церамское, Бали, Флорес, Саву, а также некоторые многочисленные заливы выполняют глубокие впадины и окаймляются широкими шельфами. Вся обширная область Океании между юго-восточной частью Азии и северным побережьем Австралии представляет шельфовую, мелководную зону, усложненную многочисленными островами и глубокими реликтовыми впадинами океанического типа, выполнение которых осадками происходит от окраин к центру.

Таким образом, Азиатско-Австралийский шельф активно расширяется за счет заполнения осадочными отложениями межостровных морских бассейнов. Этот тип шельфа, в отличие от мелководных эпиконтинентальных акваторий, выделяется как **структурно-аккумулятивный шельф**.

Формирование структурно-аккумулятивного шельфа — это процесс активного развития материковой земной коры, перехода океан — суша в данной тектонической области.

Дальнейшее развитие тектоорогени Азиатско-Австралийской зоны, в уже обозримой геологической перспективе, приведет к образованию нового материка — Океании и сочленению в единую сушу Евразии и Австралии.

Шельфовые острова и абразионный шельф отражают ретрессивное развитие суши, переход суши — океан в данной струк-

турной области. Распространение вод океана на материке особенно активизировано в зонах погружения тектоносферы. Тектонически стабильное состояние материков также сопровождается неуклонным разрушением их берегов и изменением конфигурации. Морская абразия — агрессивный глобальный процесс. Он направлен на выравнивание выступов суши и впадин океанического дна путем перемещения колоссальных масс минерального вещества. Это в конечном итоге ведет к постепенному расширению суши и стратиграфическому наращиванию материковой коры.

Наиболее показательный пример рецессивного развития суши представляет Великий Северный шельф. Он занимает широкую полосу вдоль побережья Евразии, Северной Америки. Протягивается он севернее Аляски, островов Новосибирских, Северной Земли, Франца-Иосифа, Шпицберген, на юг западнее Скандинавского полуострова и Британских о-вов. Широкая полоса шельфа окаймляет Гренландию и Арктический архипелаг Северной Америки.

Данные структурно-геоморфологического анализа свидетельствуют о том, что между Гренландией и Северной Америкой проходит выступ океанической земной коры, протягивающийся в направлении Девисов пролив — Баффинов залив. Наиболее возвышенная часть его расположена в пределах впадины дна залива.

Образование Великого Северного шельфа — важный этап в истории образования материковой земной коры. Оно, вне всяких сомнений, происходило в условиях полярного сжатия, преобладающего опускания всей полярной области, в течение позднего кайнозоя. На фоне общего полярного опускания выделялись устойчивые (быть может, даже поднимающиеся) блоки древних островных массивов. Они сохранились в виде архипелагов островов среди бесконечных просторов Ледовитого океана.

Таким образом, структурно-геоморфологические типы суши материковой земной коры свидетельствуют о том, что в процессе формирования ее прослеживаются две стороны взаимоотношения океан — суша. Одно, развивающееся, направление включает последовательное образование в условиях океана вулканических островов, островных дуг, мини-материков, структурно-аккумулятивного шельфа и материковой суши. Второе, рецессивное, направление включает последовательное разрушение суши морем, образование шельфовых островов, абразионного шельфа и эпиконтинентального моря, завершающегося подводным наращиванием материковой земной коры. Процесс ее рецессивного развития имеет подчиненное значение, но является важнейшим критерием при стратиграфическом подразделении осадочных формаций тектоносферы.

БАССЕЙНЫ АККУМУЛЯЦИИ ОСАДКОВ И РАЗРАСТАНИЕ МАТЕРИКОВОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Бассейнами аккумуляции осадков здесь называются все относительные понижения поверхности Земли, где накапливаются и консервируются минеральные продукты, образуются осадочные породы. Закономерности распространения осадочных образований по лику Земли определяются тектоникой. В связи с этим бассейны аккумуляции осадков имеют разную структуру, происхождение, историю развития и состав осадочных формаций. Процесс образования в бассейнах аккумуляции осадочных отложений представляет одновременно и процесс разрастания материковой коры вширь и увеличение ее мощности. Образование и развитие бассейнов аккумуляции — это ключ для познания строения и развития земной коры. Единственной основой для подразделения бассейнов аккумуляции есть их тектоогения.

Изучение осадочных отложений и условий их образования в середине XIX столетия было стимулом развития учения о геосинклиналиях. Представление об этих структурах уже в течение ста лет вызывает острые споры, но единства взглядов на геосинклинали не достигнуто. В меру углубления знаний о структуре тектоносферы все более четко вырисовывается необоснованность многих классических представлений о геосинклиналиях. Вместе с тем столетний опыт изучения «геосинклиналиальных» отложений настолько глубоко укоренился в практике геологических исследований, что даже отказ от применения принятой при этом терминологии может чрезвычайно усложнить взаимопонимание исследователей. Поэтому считается целесообразным использовать существенную терминологию учения о геосинклиналиях, уточнив содержание терминов в соответствии с новыми данными и новыми представлениями в геологии, а также уточнив номенклатуру бассейнов аккумуляции. Это будет способствовать альтернативному решению проблемы геосинклиналией.

Учению о геосинклиналиях посвящено много печатных работ. Сводку главных положений этого учения дал Ж. Обуэн в 1965 г. Проблема геосинклиналией была частично рассмотрена нами в 1963 г.

Начала учения о геосинклиналиях исходят из представления Дж. Холла (опубликованных в 1859 г.) о «синклиналиальном прогибе», для которого характерны большая мощность и мелководность осадков, складчатость осадочных толщ и в некоторых частях их метаморфизм.

Дж. Д. Дэна в 1873 г. синклиналиальный прогиб, охарактеризованный Дж. Холлом, назвал геосинклиналию, представляющей собой опускающуюся зону. Он установил многие общие признаки горных систем, например, такие: 1) большая мощность осадков; 2) мелководные фации, обусловленные активным опус-

канием земной коры; 3) складчатость. В результате взаимодействия складкообразования и воздымания за счет геосинклинали возникали синклинии и антиклинории; 4) метаморфизм, интрузивный магматизм и вулканическая деятельность, обусловленные прогибанием осадочной толщи, воздействием высокого давления и температуры в глубинных частях геосинклинали; 5) периферическое положение геосинклинали по отношению к материку. Горообразование в геосинклинали Дж. Д. Дэна объяснялось боковым сжатием, обусловленным контракцией земной коры.

Э. Ог в 1900 г. охарактеризовал особенности геосинклиналей так: а) большая мощность осадков и непрерывность их отложения; б) батинальные фации осадков; в) складчатость; г) расположение между двумя материками; д) метаморфизм и магматическая деятельность. Он считал, что в начале развития геосинклинали отлагаются илистые, позже грубообломочные отложения и, наконец, море отступает к окраине горноскладчатой системы, а новые озерные и морские системы в свою очередь заполняются осадками. Развитие областей тектонического поднятия и опускания, по мнению Э. Ога, могло быть одновременным с главной фазой складчатости тектонической зоны, часть которой они составляли, но иногда оно происходило позднее.

Шухерт в 1923 г. пытался классифицировать геосинклинали и выделил такие их типы: 1) мезогеосинклинали, расположенные между двумя континентами. Многие их черты типичны для океанической области; 2) поли- и парагеосинклинали, расположенные вдоль внешних окраин материков. Из них парагеосинклинали, или «краевые геосинклинали», характерны для островных дуг Восточной Азии.

Особенно много внимания геосинклиналям уделил Г. Штилле в работах 1913—1940 гг. Мощность и фации геосинклинальных отложений он считал функцией отражающей геосинклиналь обстановки. Геосинклиналь, по мнению Г. Штилле,— это зона длительного прогибания или прогибающаяся впадина, а геоантиклиналь, соответственно,— область длительного постепенного воздымания. Геосинклинальные зоны обычно были смяты в складки в соответствии с мощностью выполняющих их осадков. Некоторые геосинклинали никогда не подвергались орогенезу. Выделялось два типа геосинклиналей: а) ортогеосинклинали, располагающиеся между кратонами (материками); для них характерна альпийская тектоника, б) парагеосинклинали — геосинклинали второго порядка; для них характерна германотипная тектоника.

Г. Штилле пришел к заключению, что геосинклинали в период геосинклинального развития характеризуются начальным вулканизмом во внутренних зонах геосинклинальной системы — интернидах, наиболее удаленных от кратона. Ближе к нему — в экстернидах — вулканических образований нет. На этом основании с удалением от кратона последовательно выделяются мио-

геосинклинали — экстерниды — без вулканических излияний офиолитов и эвгеосинклинали — интерниды — с вулканическими образованиями. Орогенез в геосинклинали сопровождается синорогенным сиалическим глубинным магматизмом, протекающим в две фазы: в главную орогенную фазу образуются согласно залегающие граниты и происходит региональный метаморфизм и в более позднюю — несогласно залегающие интрузии гранита и контактовый метаморфизм. Эти процессы приводят к кратонизации геосинклинали зоны. Последующий, или субсеквентный, вулканизм (андезитового типа), по представлению Г. Штилле, протекал вслед за орогенезом в интернидах. В заключительной фазе развития уже сильно кратонизированной геосинклинали происходили базальтовые излияния.

А. Д. Архангельский (1937) вместо термина «геосинклиналь» применял понятие «геосинклиальная зона», которая включает опускающиеся геосинклиальные и поднимающиеся геоантиклинальные участки. Для геосинклиальных зон характерны большая мощность осадков, эффузивный и интрузивный магматизм и складчатость. По его мнению, геосинклинали неоднократно исчезали в истории развития Земли, а затем появлялись на старом или новом месте.

По мнению А. В. Пейве и В. М. Синицына (1950), геосинклинали разделяются на первичные, вторичные и остаточные. Первые из них характеризуются как узкие асимметричные впадины, связанные с крупными разломами и разделяемые выступами платформы. Осадки, выполняющие геосинклиналь, имеют большую мощность, верхняя часть разреза их представлена морскими отложениями, преимущественно граувакками и флишем. В конце развития первичные геосинклинали смяты в складки. При этом осадконакопление, складкообразование и эрозия протекают одновременно. В некоторых случаях развитие геосинклинали завершается образованием пенеппена, а не горного сооружения. В первичной геосинклинали преобладают основной магматизм, характерный интенсивный метаморфизм. Возникают первичные геосинклинали в результате дробления платформ, и все складчатые системы имеют древнее сиалическое основание.

Вторичные геосинклинали, по представлениям А. В. Пейве и В. М. Синицына, заполнены терригенными отложениями — моласса и угленосными формациями, соленосными и красноцветными толщами. Для них характерны слабая складчатость, метаморфизм, приуроченный к зонам гранитных батолитов, и интенсивная магматическая деятельность. Вторичные геосинклинали обычно расположены в пределах складчатых систем, возникших за счет первичных геосинклиналей. Поднятые участки они наследуют от платформенных выступов первичной геосинклинали и представляют поднятия ее прогибов. Считается, что вторичная геосинклиналь занимает периферическую часть первичной геосинклинали системы — ее краевые прогибы.

Остаточные геосинклинали — обширные впадины, выполненные эпиконтинентальными морскими отложениями, горизонтально-слоистыми или со слабой складчатостью, флексурами и изолированными куполами.

Наиболее детальную классификацию геосинклиналей в 1955 г. предложил М. Кэй. В ее основе лежат представления Г. Штилле. Выделяются: I. Ортогеосинклинали — расположенные между кратонами. На их месте образуются складчатые горные системы. Подразделяются на миогеосинклинали и эвгеосинклинали, характеризующиеся вулканизмом; II. Парагеосинклинали — расположенные в пределах кратона. За их счет не образуются складчатые горные сооружения. Подразделяются на экзогеосинклинали (дельтагеосинклинали), расположенные на окраине кратона, автогеосинклинали в местах опускания кратона, эвгеосинклинали в местах опускания кратона, эвгеосинклинали на кратоне, выполняются продуктами, которые сносятся с окружающих возвышенностей; III. Синклинали позднего цикла подразделяются на эпиэвгеосинклинали, выполняющиеся продуктами сноса с областей эвгеосинклиналей, тафрогеосинклинали, ограниченные сбросами, и парамиогеосинклинали, расположенные вдоль окраины континентов. Ограничены флексурами, аналогичными флексурам, ограничивающим миогеосинклинали.

Еще одну классификацию геосинклиналей недавно предложил Ж. Обуэн. Используя классическую терминологию, он предлагает такое подразделение геосинклиналей: геосинклинали в узком смысле, с миогеосинклинальными прогибами, эвгеосинклинальными прогибами, миогеоантиклинальными поднятиями, эвгеоантиклинальными поднятиями; тыльный прогиб, внутренний прогиб, передовой прогиб; интракратонные прогибы, бассейны, рвы.

Как видно из приведенного, в учении о геосинклиналях существует значительное расхождение взглядов, сближение которых без принципиального пересмотра основ этого учения, очевидно, невозможно. Нуждается в уточнении и определение структуры геосинклинали и объем этого термина.

В настоящее время к геосинклиналям относятся бассейны аккумуляции осадков независимо от их происхождения, структуры, истории геологического развития и места в тектоносфере. Критерии для классификации геосинклиналей и их структурной соподчиненности не установлены. В связи с этим во многих схемах, например в схеме М. Кэя, геосинклинали подразделяются по их географическому положению: ортогеосинклинали — между кратонами и в зависимости от удаления от них, парагеосинклинали — в пределах кратона и синклинали позднего цикла (?) — по положению относительно источников материала для их выполнения. Ж. Обуэн к геосинклиналям, кроме геосинклиналей в узком (?) смысле, причисляет тыльные, внутренние, передовые и интракратонные прогибы, бассейны, рвы, что, естественно, не

раскрывает места и роли перечисленных структур в развитии земной коры. Чрезвычайно важный, принципиальный вопрос положения геосинклиналей в структуре океанической и материковой земной коры в современных характеристиках геосинклиналей не рассматривается. Требуется полное выяснение этого вопроса.

В начале формирования учения о геосинклиналях в представлениях о них были совмещены разные понятия: 1) прогибов как глобальных структур между материками — кратонами; 2) зон осадконакопления обломочных и других осадочных пород; 3) зон горообразования — орогенов, наращивающих материк. Видимость связи этих явлений вытекала из теории контракции, на основе которой тогда решались проблемы структурной геологии. Углубление в дальнейшем знаний о структуре земной коры дало возможность, с одной стороны, понять несостоятельность теоретической основы учения о геосинклиналях, а с другой — отметить множество фактов, не укладывающихся в рамки данных представлений. Вместе с этим не всегда взыскательное применение терминологии завершалось механическим объединением под названием геосинклиналей структур разного типа, масштаба, степени и направления развития, что отражают рассмотренные схемы классификации геосинклиналей.

Особенно усложнился вопрос о горообразовании, закономерностях его размещения в тектоносфере, развития и связи с другими процессами тектоорогении. Широко применяется для зон горных сооружений название «геосинклинальные зоны», в котором смешиваются геосинклинорневая структура и геосинклинальная природа слагающих ее осадочных толщ. Необходимо структурообразование (тектогенез) и горообразование (орогенез) рассматривать как самостоятельную проблему развития земной коры, хотя и связанную с проблемой геосинклиналей.

В учении о геосинклиналях эти структуры подчинены кратонам (материкам), между которыми их размещают. С точки зрения истории образования и взаимоотношения геосинклиналей и кратоны как глобальные образования не рассматривались, а теоретическое обоснование их взаимоотношений после крушения концепции контракции не разрабатывалось. Не существует также критериев для определения типов геосинклиналей.

Таким образом, назрела необходимость уточнить понятия геосинклиналей в структурно-геоморфологическом и историческом аспектах и установить критерии для их подразделения. Проблеме связи горообразования и геосинклиналей можно рассматривать лишь в свете достижений современных структурной и региональной геологии. Геосинклинали, как следует из обзора развития представлений о них, — это понижения, прогибы или депрессии земной поверхности, являющиеся бассейнами преобладающего осадконакопления. Иными словами, геосинклинали, или бассейны осадконакопления, — это структурно-геоморфоло-

гические (тектоорогенические) образования. Состав выполняющих их осадков и история геологического развития геосинклиналей выясняются путем структурно-геоморфологического анализа. Структурные формы, или морфоструктуры, понижений в бассейнах аккумуляции, как и их размеры, очень разнообразны и обусловлены происхождением.

Начальные и вместе с тем простейшие формы рассматриваемых тектоорогенических образований представляют собой понижения поверхности базальтового ложа Мирового океана. Именно эти понижения можно считать первичными формами геосинклиналей в прямом смысле этого слова. За ними укрепилось название эогeosинклиналей. Эогeosинклинали и неотделимые от них разграничивающие впадины поднятия являются родоначальными образованиями, из которых развиваются последующие первичные геосинклинальные и начальные кратоновые морфоструктуры.

Наиболее простая структурно-геоморфологическая или тектоорогеническая форма взаимосвязи океанических и материковых образований характерна для первичных геосинклиналей, или ортогeosинклиналей. Они, как мы установили раньше, представляют форму перехода океанической земной коры в материковую.

Образование на месте первичной геосинклинали материковой суши создает новые условия для образования и развития бассейнов аккумуляции. В подвижных зонах земного шара эти условия напоминают условия первичных геосинклиналей до их замыкания. Возрождение геосинклинального осадконакопления в подвижных зонах характеризуют возрожденные, или регенеративные, геосинклинали (вторичные геосинклинали, парагeosинклинали).

На материковых платформах и консолидированных участках земной коры вообще крупные прогибы бассейнов осадконакопления имеют наложенный характер и тектоническое происхождение. В некоторых случаях такие впадины по размерам и мощности выполняющих их осадков напоминают регенеративные геосинклинали, но отличаются от них структурой и положением на материковых платформах. Они выделяются под названием субгeosинклинали.

Таким образом, устанавливается структурно-историческая последовательность тектоорогении геосинклиналей в развитии земной коры: I — океанические условия формирования эогeosинклиналей; II — переходные условия океан — суша — формирование первичных геосинклиналей; III — условия подвижных складчатых зон — образование регенеративных вторичных геосинклиналей; IV — условия кратонов, или материковых платформ, — образование субгeosинклиналей, наложенных прогибов.

Каждый из перечисленных четырех типов геосинклинальных бассейнов аккумуляции осадков включает определенное количество тектоорогенически различающихся форм. Главнейшие из

Бассейны аккумуляции
Тектоорогеническое подразделение

	I. Эогосинклинали: Океанические впадины Океанические рвы	
II. Первичные геосинклинали (ортогеосинклинали): Межостровные прогибы (эвгеосинклинали) Окраинные бассейны (миогосинклинали) Средиземноморские впадины (мезогосинклинали)		III. Возрожденные геосинклинали (парагеосинклинали): Межгорные впадины Передовые прогибы Субплатформы Платформы
	IV. Субгеосинклинали: Ровообразные прогибы Синеклизы Наложенные впадины	

них приведены в табл. 29. Сопоставление выделяемых нами типов геосинклиналей с известными в учении о геосинклиналях ясно по сохраняемой терминологии.

КРИТЕРИИ И ХАРАКТЕРИСТИКА

I. Эогосинклинали возникли в начале геологического развития Земли, когда образовались ее базальтовая кора и водная оболочка. Активный вулканизм выбрасывал наружу массы обломочного материала. Преобладали подводные извержения. Роль гидрохимических продуктов и биогенных образований постепенно возрастала.

Некоторое представление об эогосинклиналиях дают современные котловины дна океана, например, Северо-Американская, Африканско-Европейская, Аргентинская в Атлантическом океане, Южно-Австралийская в Индийском океане, Марианская, Северная, Центральная и Южная котловины в Тихом океане. Подводные валы, гайоты и другие вулканические образования составляют характерную особенность рельефа их дна.

Океанические впадины — преобладающая форма эогосинклиналей.

Менее распространена и имеет подчиненное значение другая тектоорогеническая форма эогосинклиналей — *океанические рвы*, или глубоководные впадины. Они возникают на тектонических рубежах океанической земной коры, в зонах ее активного сналического преобразования. К ним относятся общеизвестные

Курильская, Японская, Марианская, Тонга, Кермадек, Гватемальская впадины в Тихом океане, Пуэрто-Рико — в Атлантическом, Яванская — в Индийском.

Эогeosинклинали очень далекого геологического прошлого были ареной формирования тектоорогенических образований более высокого ранга, начальную степень среди которых составляли первичные геосинклинали. Положение эогeosинклинальных зон прошлого очень отдаленно отражает расположение и структуру современных материков. Вопрос этот требует специального структурно-геоморфологического анализа. В настоящее время можно только утверждать, что начальные эпейрогенические области имели близкое к меридиональному и близкое к широтному протяжение. Большая часть их была сосредоточена в Северном полушарии.

II. Первичные геосинклинали, или ортогeosинклинали, — это тот тип структурно-геоморфологических образований, на представлениях о котором основывалось учение о геосинклиналях. Особенности их структуры и развития в последокембрийское время хорошо изучены, результаты этого изучения учтены в последующей характеристике.

Первичные геосинклинали образуются в процессе дальнейшего развития структуры и рельефа эогeosинклиналей, а в зонах современного взаимоотношения океанической и материковой земной коры — из непосредственных преемников.

Важнейшей особенностью структуры первичных геосинклиналей считается базальтовое основание, на котором они развиваются. Базальтовое ложе этих геосинклиналей в большинстве случаев имеет первичный прогиб, в значительной мере выполненный осадками. В межкратоновых частях земной коры базальтовое ложе первичных геосинклиналей имеет сводовую морфоструктуру. Над выпуклостью базальтовых сводов расположены морские бассейны, как это наблюдается в Средиземноморской зоне.

Первичные геосинклинали в тектоносфере образуют геосинклинальные зоны, протягивающиеся на тысячи километров. Своим внутренним краем они прилегают к более древним участкам суши. На внешнем краю первичных геосинклиналей расположены вулканические острова и островные дуги. Океанические рвы, расположенные у подножий внешнего края островных дуг, отделяют ортогeosинклинали от эогeosинклинальной области базальтового ложа Мирового океана. Показательный пример тектоорогении первичной геосинклинальной зоны представляет палеогеографическая реконструкция части горной системы Восточного Саяна, выполненная А. А. Предтеченским в 1967 г. (рис. 34).

Особенностями тектоорогении и положением по отношению к прилегающим участкам или островам материковой коры среди первичных геосинклиналей выделяются *межостровные про-*

гибы, или эвгеосинклинали, *окраинные бассейны*, миогеосинклинали, и *средиземноморские впадины*, или мезогеосинклинали. Их различают по таким особенностям.

Межостровные прогибы ограничены группами островов или сближенными островными дугами. Имеют разные очертания и

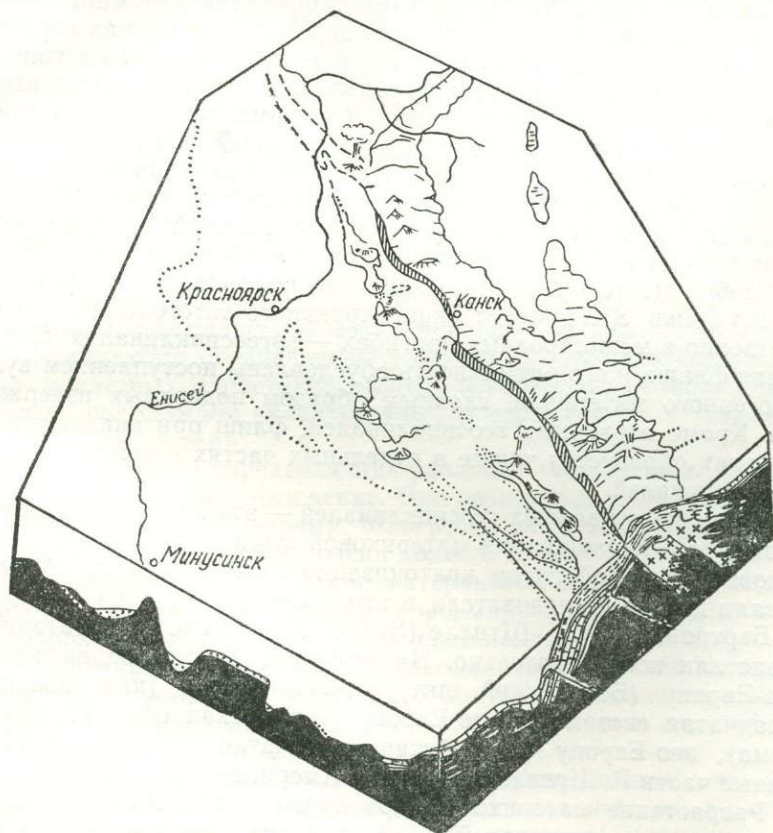


Рис. 34. Островные гирлянды в нижнем протерозое (жайминское время), в северо-западной части Восточного Саяна и на прилегающих территориях (по А. А. Предтеченскому, 1967).

глубину. Часто являются реликтовыми впадинами. Хороший пример таких образований представляют их современные аналоги на Зондском архипелаге, Молуккское и Церамское моря.

К внутреннему краю геосинклинальной зоны межостровные прогибы без заметных различий переходят в окраинные бассейны — миогеосинклинали. Современными аналогами этих образований считаются окраинные моря Восточной Азии — Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Карибское в Центральной Америке и др.

В Средиземноморской зоне первичные геосинклинали составляют систему, протягивающуюся в широтном направлении. Развитие ее прослеживается с протерозоя. Реликты представляют впадины Бискайского залива, Средиземного, Черного, Каспийского и Аравийского морей.

Первичные геосинклинали характеризуются огромной мощностью выполняющих их осадочных пород. Во всех зонах первичных геосинклиналей преобладает первичный литогенез с типичным для него набором вулканогенных, осадочно-вулканогенных, гидрохимических и органогенных (биохимических) формаций. Терригенные отложения представлены продуктами дифференциации преимущественно пирокластического материала. Окраинные части геосинклиналей обогащены обломочным материалом, химическими продуктами и органическими остатками, привносимыми реками и поступающими при размыве берегов.

Особое место среди формаций геосинклинали типа занимает флиш. Это продукт лишь первичного литогенеза, преимущественно в межостровных прогибах — эвгеосинклиналях. Отложения флиша и его ритмичность обусловлены поступлением вулканогенного материала, главным образом подводных извержений. Кроме первичных геосинклиналей, флиш при аналогичных условиях образуется также в отдельных частях регенеративных геосинклиналей.

Развитие первичных геосинклиналей — это процесс тектоорогенического наращивания материковой суши. Разрастание материковых областей путем кратонизации геосинклиналей обосновывали многие исследователи, в том числе Дж. Д. Дэна, Э. Зюсс, М. Бертран, Э. Ог. Г. Штилле (Stille, 1924) считал, что материки нарастали последовательно. На материке Европы он выделил: пра-Европу (Балтийский щит), палео-Европу (календонская складчатая система), мезо-Европу (герцинская складчатая система), нео-Европу (альпийская складчатая система). Аналогичные части Г. Штилле различал в Америке.

Разрастание материков вширь путем выполнения осадками первичных геосинклиналей и объединения островов в материковые массивы представляет стадию, через которую прошли все материки земного шара. Таким образом, первичные геосинклинали представляют всеобщую форму перехода океанической земной коры в материковую.

Мощность вулканогенно-осадочной материковой суши, образовавшейся на месте выполненной осадками первичной геосинклинали, как показывают подсчеты мощностей отдельных структурно-стратиграфических комплексов в складчатых горных областях, часто превышает 10 000 — 12 000 м. Суммарные мощности их могут достигать 50—60 км. Источником обломочного материала для образования этих мощных осадочных толщ служат только продукты вулканических извержений.

Рельеф материковой суши, образовавшейся на месте первичной геосинклинали, как об этом можно судить на примере Камчатки, северо-восточной части СССР, Аляски, Калифорнии, преимущественно гористый или горный. Определяющую роль в горных ландшафтах и, в частности, орографии таких стран играют насыпанные сооружения действующих и потухших вулканов и формы их денудации. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения на вулканических массивах сложно дислоцированы. Пространства между вулканическими массивами имеют более спокойный рельеф и менее нарушенное залегание находившихся в их пределах слоев.

В структуре новообразованной материковой коры большое значение имеют разломы. Большинство из них нарушает не только осадочную толщу, но и базальтовое основание. С разломами связана и вулканическая деятельность в первичных геосинклиналях.

Разломы расчленяют геосинклинальную систему на блоки, которые, перемещаясь, образуют неровный рельеф. Особенно резко выделяются ограниченные разломами вулканические массивы, у которых нарастание высоты поверхности обусловлено не только отложением вулканогенных материалов, но и тектоническими поднятиями.

Большинство определяющих разломов геосинклинальных зон имеет продольное протяжение. Они сочетаются с поперечными и диагональными разрывами. Многие из разломов сохраняют активность на протяжении очень долгого времени. Следовательно, главные черты тектоорогении материковой земной коры определяются уже на первой стадии ее формирования в процессе осадкообразования в первичных геосинклиналях.

Усложнение структуры и рельефа новосозданной материковой коры происходит в процессе кратонизации геосинклинальных зон, осуществляемой в ходе возобновления и дальнейшего развития геосинклинального режима.

III. Возрожденные геосинклинали формируются в подвижных зонах земного шара. Они описаны под названием «парагеосинклинали» (от лат. *para* [par] — приравнивание), вторичные геосинклинали. Рассматриваемому явлению наиболее соответствует термин возрожденные, или регенеративные (от лат. *regeneratio* — возрождение), геосинклинали. Они возникают в подвижных зонах земного шара при каждом новом этапе горообразования.

Фундаментом возрожденных геосинклиналей служат в большей или меньшей степени кратонизированные образования первичных геосинклиналей. Если последние представляли собой складчатые горные страны, то до возрождения геосинклинального режима они проходят стадию почти полного выравнивания. Реликты поверхности их выравнивания наблюдаются почти во всех горных хребтах.

Возрождение геосинклинального режима в подвижных областях начинается общим и неравномерным погружением, сопровождающимся значительными разломами, преимущественно продольного протяжения. По разломам часто возобновляется вулканическая деятельность, преимущественно основного типа. На погружающемся складчатом субстрате образуются ровообразные прогибы, иногда разделяемые останцовыми грядами, или кордильерами. Прогибы и ровообразные впадины являются бассейнами аккумуляции осадков в возрожденной геосинклинали. Мощность осадочных толщ и набор парагеосинклинальных формаций совершенно аналогичны мощности и набору отложений первичных геосинклиналей. В частности, среди их осадочных толщ видное место занимает флиш. В регенеративных геосинклиналях завершается непосредственный процесс преобразования продуктов дифференциации первичного планетарного вещества океанической земной коры в сиалическое вещество материковой литосферы. Часть преобразованных минеральных масс возрожденной геосинклинали консолидируется и надолго консервируется в процессе кратонизации, а часть продолжает участвовать в дальнейшем круговороте минеральных масс в тектоносфере. При этом происходит ее обогащение веществом вулканических извержений за счет подкорового субстрата, чем дальше, тем больше перекрываемого продуктами своего преобразования.

Горные сооружения в зонах регенеративных геосинклиналей имеют многоэтажную структуру. Каждая из возрожденных геосинклинальных областей включает реликты предшествующих этапов горообразования. Последние в большинстве случаев выделяются как кристаллические массивы. В их строении принимают участие осадочно-метаморфические породы высшей степени метаморфизма, чем породы окружающей среды.

К геосинклинальным образованиям возрожденного типа относится большинство горных сооружений Средиземноморской области — Альпы, Стара Планина, Карпаты и другие. В частности, в Карпатах хорошо представлены образования трех — герцинского, киммерийского и альпийского — структурных этажей. Реликты герцинских сооружений слагают Раховский (Марморосский) массив. На значительном расстоянии от него, в Причерноморье, сохранился островной массив герцинской и более древней структуры — Добруджа. Киммерийская складчатость регенеративных геосинклинальных образований представлена в телях клипенов, протягивающихся зоной вдоль почти всей карпатской горной системы. Альпийские структуры Карпат общеизвестны. Особенно интересен Вулканический хребет в Закарпатье.

Структурный узел в Крымо-Карпатской регенеративной геосинклинальной зоне — Крым. Судя по геологическому строению, это был остров давнего заложения. В составе галечников мезозоя в Крыму обнаружены валуны магматических пород докембрийского возраста. Клиппены в Крымских горах сложены извест-

няками позднего палеозоя. Это свидетельствует о завершении первичногеосинклинального режима в Крыму к началу мезозойской эры. В эпоху образования таврической флишевой серии (триас — юра) там возобновились геосинклинальные условия и, позже, вулканизм. К концу юрского периода Крым опять стал островом, значительно поднимавшимся над уровнем моря. У подножия остров окаймлялся известняковыми рифами. Известняковые образования и в современных условиях занимают видное место в ландшафтах Крыма.

Вслед за киммерийской кратонизацией в Крыму вновь создались альпийские геосинклинальные условия. Расположение Крыма у внешнего края геосинклинали можно сравнить, например, с положением о-ва Кюсю: на юг от Крыма находилась впадина Черного моря, а на север — краевой бассейн Северного Причерноморья, тектоорогенически сравнимых с впадинами и окраинными морями — эв- и миегеосинклиналями Восточной Азии.

Окраинное положение Крыма в позднем мезозое и раннем кайнозое обусловило сложную смену его геосинклинальных формаций на небольшой площади. Режим островной суши в Крыму сохраняется с палеогена. В позднем плиоцене, после закрытия куяльницкого бассейна, Крымский остров присоединился к матерiku.

Кроме Крыма, к образованиям регенеративных геосинклиналей в Средиземноморье относятся Балеарские о-ва, Сицилия, Греческий архипелаг, Понтические горы, Тавр и др. Более древние регенеративные образования представляют горные сооружения Средней Азии, в частности Тянь-Шань.

Возрожденные геосинклинальные области в подвижных зонах земной коры в процессе своего развития усложняются многими структурами, имеющими глобальное значение. К таким образованиям в первую очередь относятся межгорные впадины, переловые прогибы и срединные массивы.

Межгорные впадины имеют отдаленную связь с межостровными прогибами первичных геосинклиналей. Мощность выполняющих эти впадины осадков обычно измеряется тысячами метров. Яркий пример межгорных впадин представляет Ферганская долина. Это овальная котловина среди гор, высота которых превышает 6000 м. Длина впадины около 300 км, ширина — 150 км. Поверхность около 150—200 м над уровнем моря. Выполнена впадина осадочными породами, включающими угленосную формацию и отложения каменной соли. Недра ее нефтеносны (рис. 35).

К межгорным впадинам относятся такие структуры, как Анатолийское нагорье в Малой Азии, Южно-Афганская впадина, Средне-Дунайская низменность и т. д. В современных ландшафтах межгорные впадины часто выделяются как бессточные, или озерные, понижения. В большинстве случаев в них располагаются долины проходящих рек.

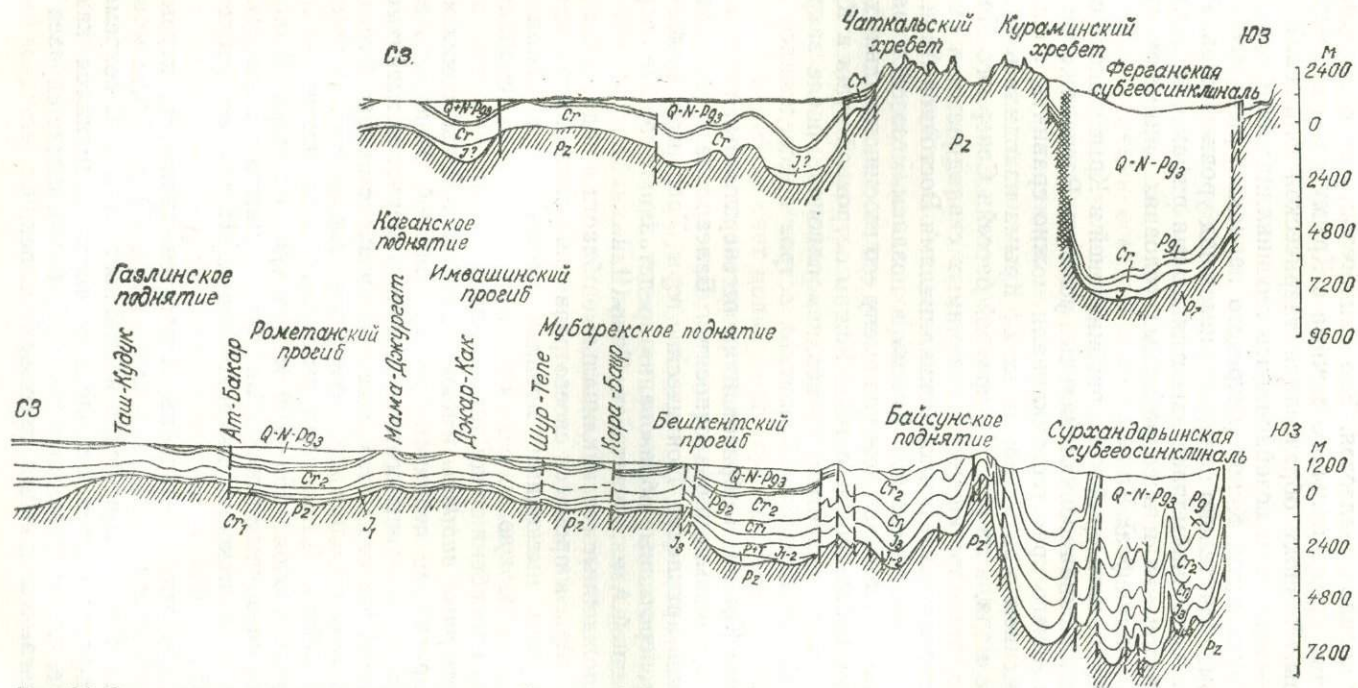


Рис. 35. Схематические геологические разрезы, Средняя Азия.

Передовые прогибы. К передовым прогибам относятся структуры глобального масштаба. Образование их сопряжено с образованием и развитием возрожденных геосинклиналей. Располагаются эти структуры в зонах сочленения подвижных зон и материковых платформ. Часто имеют кристаллический фундамент платформенного типа.

Структура передовых прогибов всегда сложная. Залегание осадочных слоев в них асимметрично-синклинальное, более погруженное у внутреннего края. На этот край часто надвинуты массы прилегающей складчатой горной страны. В фронтальной части прогибов развиты линейные складки, протягивающиеся по простиранию прогиба. В центральной части передовых прогибов складчатость выражена менее резко. Там представлены брахискладки и иногда куполообразные поднятия. В тыловой части передовых прогибов кристаллический фундамент имеет блоковую структуру. В осадочном покрове на нем наблюдаются валобразные поднятия. Часто представлены преимущественно продольные разломы.

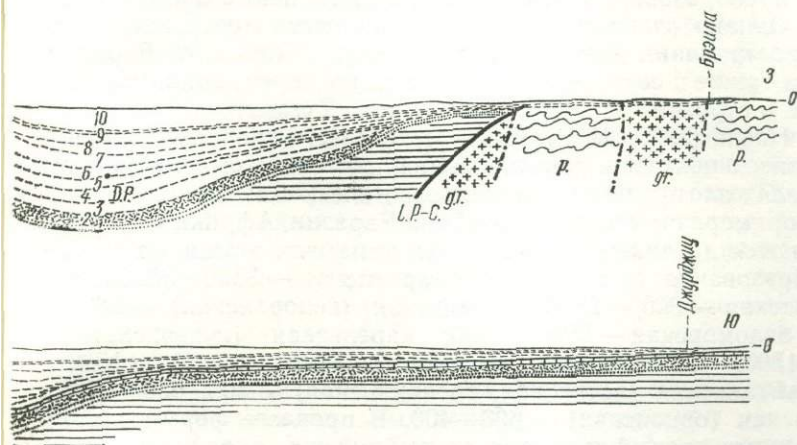
Мощность осадочных отложений в передовых прогибах измеряется тысячами метров. В их составе преобладают лагунные образования, молассы. Распространены соленосные отложения, угленосные формации, сосредоточены крупные месторождения нефти, газа и других полезных ископаемых (рис. 36).

Одним из очень наглядных примеров рассматриваемых структур считается Карпатский передовой прогиб, протягивающийся более чем на тысячу километров вдоль внешнего края Карпатских гор и Восточно-Европейской платформы. Аналогичные образования представляют собой Месопотамия, Индо-Гангская впадина, или Гималайский прогиб. В подвижных зонах передовые прогибы иногда вовлекают в погружение прилегающие структуры и в связи с этим теряют свои линейные формы. Такие структуры иногда называют синеклизами, например, синеклиза Тар в Индостане, Сырдарьинская синеклиза в Средней Азии.

Субплатформы. Давно установлено, что геосинклинальные зоны в процессе их развития подвергаются кратонизации — приобретают черты геологического строения кристаллических массивов. Высокая степень геологической консолидации обычно свойственна многоэтажным структурным зонам. По тектоорогеническим особенностям эти области напоминают платформы, но отличаются от них большей подвижностью основания. Такие кратонизированные геосинклинальные зоны мы выделяем под названием «субплатформ» — почти платформ (лат. sub — приставка, означающая неполноту качества). Рельеф субплатформ более или менее выровненный, холмистый. В его строении большую роль играет состав образующих рельеф пород. Устойчивые породы создают положительные формы — купола, гривки, гребни.

Примеры субплатформ — Казахстанский мелкосопочник,

териковой земной коры складчатых зон. В первом приближении такая модель отражает многоэтажную, размещающуюся на базальтовом ложе структуру. Нижние один-два этажа, отражающие образование первичных геосинклиналей, сложены внизу вулканогенно-осадочными породами, отличаются высокой степенью метаморфизма. Они образуют практически единый кристалли-



точно-внутренние структуры; IV — срединно-внутренние структуры; V — срединно-VII — прикарпатские структуры; *cf* — складки-расселины; *cd* — складки диапиры; триас: 3 — юра, 4 — мел, 5 — эоцен, 6 — олигоцен, 7 — нижний миоцен, 8 — тортон, l.c. — главная линия; l.l.R. — линия Лутул Рошу; l.e.-i. — линия восточно-внутрен-

ческий субстрат, в котором преобладают «чарнокиты» во всем разнообразии их состава. Средние один-два этажа земной коры складчатых областей, по-видимому, имеют структуру субплатформ. Первичные терригенные и вулканогенно-осадочные породы их сильно метаморфизованы. Преобладают обширные гнейсовые массивы, с ними связаны мощные комплексы различных сланцев, кварцитов и кристаллических известняков. Они вмещают многочисленные, не всегда крупные интрузии, преимущественно гранитоидов, а также диоритов, габбро и близких с ними по составу пород. Верхний структурный этаж частично выступает над базисом эрозии. Строение его установлено по особенностям структуры складчатых горных областей, более или менее полно уже изученных.

Приведенная эскизная модель структуры земной коры складчатых зон значительно усложняется многочисленными разломами, придающими этим зонам блоковое и часто надвиговое строение. Кроме того, многие блоки относятся к приподнятым частям более ранних структурных этажей среди новой тектонической обстановки.

Докембрийские платформы — это конечный продукт развития

первичных геосинклинальных зон. Они представляют полностью перекристаллизованные минеральные массы материковой земной коры. Возраст и длительность существования платформ совпадают с длительностью истории геологического развития планеты.

Многоэтажная структура докембрийских платформ значительно преобразована в течение очень длительного времени развития. Однако главные черты ее вполне ясно прослеживаются в распространении древних складчатостей (Тектоника Евразии, 1966), а также в составе и возрасте горных пород, принимающих участие в строении этих складчатых зон (Тугаринов, Войткевич, 1966). Нами (1970, 1972) были выделены островные массивы, являвшиеся центрами формирования материковой земной коры в пределах платформ на заре их геологической истории.

На примере структуры докембрия Евразии, Африки и Канады выделяются древние складчатые системы, или этажи, со временем образования (в мл. лет): катархейская — 3500—3000; приднепровская — 3000—2800; саамитская (кепоранская) — 2800—2200; беломорская — 2200—1800; карельская (гудзонская) — 1800—1500; сатпуридская (лулианская, эльсонская) — 1500—900; байкальская (ассинская, гренильская) — 800, 650—550 и салаирская (орионская) — 600—400. В процессе формирования структурных этажей площадь докембрийских платформ разрасталась, увеличивалась мощность коры в их границах. К концу докембрия произошла всеобщая консолидация образовавшейся к тому времени материковой коры. Новый этап ее формирования активизировался в раннем палеозое после значительного, еще не совсем ясного перерыва. Последующие структурные этажи сочленяются с докембрийскими массивами резкими тектоническими контактами.

На докембрийских платформах в качестве структурного этажа выделяется наплатформенный осадочный покров. Мощность этого покрова, как это видно на примере Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого кряжа, может достигать 12 000—18 000 м. В других частях платформ осадочного покрова может не быть. Отложения наплатформенного покрова залегают обычно горизонтально или образуют более или менее резко выраженные складки.

Структура докембрийских платформ многоэтажная и в принципе того же типа, что и структура субплатформ. Она, кроме высшей степени консолидации, отличается большей раздробленностью на блоки, соотношение которых характеризует строение фундамента платформ. Поднятые и обнаженные части платформ, известные под названием «щиты», всегда ограничены разломами. Разрушенные породы иногда представляют тектонит — мелкообломочный агрегат — кливаж разлома. В пределах блоков часто развита сложная складчатость, в свою очередь усложняемая разломами. Трещины во многих случаях заполнены раз-

личными минеральными образованиями, представляют собой жилы. Образование жил — широко распространенное явление цементации, самоупрочения горных пород.

Поверхность докембрийских платформ представляет собой обычно пепелен. Вместе с тем платформы отличаются сложным структурным рельефом. Выступающие части фундамента создают суровые скалистые ландшафты. Среди них часто возвышаются массивы интрузивных магматических пород. Такой интрузивно-структурный рельеф хорошо выражен на Балтийском щите, в частности на Кольском полуострове, на Украинском щите и в других местах.

Особенно большую роль в тектоогенении платформ и наращивании мощности материковой коры на них играют наложенные структуры, являющиеся на платформенными бассейнами аккумуляции. Бассейны эти тектоогенически иногда напоминают возрожденные геосинклинали, но отличаются от них наличием кристаллического фундамента и такой же рамы. В отличие от геосинклиналей эти структуры названы субгеосинклиналями (почти геосинклиналями).

IV. Субгеосинклинали. Синклинальные прогибы типа субгеосинклиналей размещаются на платформах и сильно кратонизированных геосинклинальных зонах. Это структуры прогибания или сжатия земной коры. Представляют собой наложенные или вложенные в более древний фундамент образования. Имеют различный возраст. Некоторые активно развиваются в современных условиях.

Тектоогенически к субгеосинклинальным, чисто материковым, бассейнам аккумуляции относятся роовобразные прогибы — тафросубгеосинклинали, синеклизы и наложенные впадины, являющиеся местами отложения мощных толщ осадочных пород. Процесс развития субгеосинклиналей представляет собой процесс наращивания мощности земной коры материковых платформ.

Собственно субгеосинклинали, или *роовобразные прогибы*, были выделены нами еще в 1961 г. К ним были отнесены региональные структуры типа грабенов. Для субгеосинклиналей характерны линейное протяжение, длина несколько сот километров, значительно меньшая ширина, мощность осадочных отложений, иногда достигающая 8000—12 000 и даже 18 000 м. Состав осадков, выполняющих роовобразные прогибы, чрезвычайно разнообразный. Один из примеров роовобразных прогибов — Криворожская докембрийская субгеосинклиналь. Она протягивается почти в меридиональном, северо-восточном направлении от нижнего течения р. Ингулец на юге до Кременчуга на севере. Субгеосинклиналь вложена в кристаллический субстрат архейского возраста, на большей части протяжения ограничена разломами.

Состав пород архея, подстилающих криворожский субгеосин-

клинальный комплекс, характеризуется гнейсами, мигматитами, кристаллическими известняками, метабазитами, чарнокитами, а также гранитами. Поверхность архейского фундамента до образования криворожской субгеосинклинали была выровнена. Выполняющая прогиб толща налегает на подстилающие породы несогласно, с длительным перерывом.

Субгеосинклиальная криворожская серия отложений начинается толщей ультрабазитов и метабазитов, мощность которой 100—200 м. Они имеют покровное залегание. Выше лежит аркозо-филлитовая свита конгломератов, кварцитов, аркозовых песчаников, слюдяных, гранатовых, серицитовых и тальковых сланцев. На них залегает средняя, железорудная свита. Ее подразделяют на горизонты (снизу вверх): первый сланцевый, первый железистый, второй сланцевый, второй железистый, третий сланцевый, третий железистый, четвертый сланцевый. Вышележащие отложения выделяются в среднюю железорудную подсвиту в составе горизонтов четвертого железистого, пятого сланцевого, пятого железистого, шестого сланцевого, шестого железистого, седьмого сланцевого и седьмого железистого. Верхняя криворожская серия — сланцевая. Сложена она конгломератами, железистыми песчаниками, кварцитами, песчано-глинистыми сланцами, кристаллическими известняками, графито-серицитовыми и другими сланцами. Заканчивается эта толща конгломератами, песчаниками и биотито-амфиболитовыми сланцами.

Наслоение сланцев и роговиков характеризуется ярко выраженной ритмичностью. В аспидных сланцах переслаивание их с роговиками подчеркивается прослоями толщиной 1—3 см. Такое же переслаивание характерно для джеспилитов и железисто-кварцевых роговиков. Это напластование типично для флишевой формации. К ней относились сланцевые толщи Криворожья до их метаморфизма.

Вся криворожская вулканогенно-осадочная и осадочно-метаморфическая толща сильно дислоцирована, сжата своей жесткой рамой. Общий тип структуры — синклиорий. Он представляет собой систему сжатых складок, простирающихся в целом почти в меридиональном направлении на протяжении около 250 км. В пределах синклиория выделяются структурные части. В районе Ингульца — Саксагани располагается складчатая структура, протягивающаяся на 60 км. Южная часть ее выделяется как ингулецкая синклираль. Длина ее около 30 км. Западное крыло этой синклинали срезано надвигом. Вдоль нее выступает ингулецкая антиклиналь. В этой части структуры наблюдается удвоение разреза осадочно-метаморфической толщи.

Ширина Криворожского синклиория в районе Кривого Рога — 7 км. Это открытая синклираль. Ее крылья представляют сжатые, местами опрокинутые чешуйчатые складки. Замковые части складок в свою очередь усложнены второстепенными складками, иногда сжатыми до сложной гофрировки слоев.

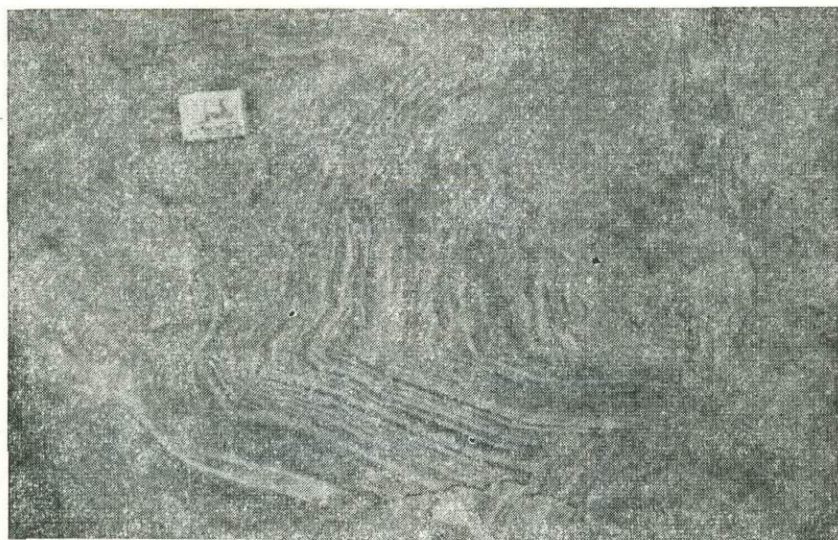


Рис. 37. Субгеосинклинальная флишондная толща. Докембрий, Кривой Рог.

В толще кристаллических сланцев широко представлена микро-складчатость. Второстепенная складчатость и гофрировка тонких слоев отображают дифференциацию движений в процессе формирования складок.

Складчатое тело Криворожского синклинали расчленено на части множеством разломных дислокаций. Среди них выделяются сдвиги, надвиги, поддвиги, шарьяжи, кливаж разлома, кливаж течения. В пределах Саксаганской зоны амплитуда надвига достигает 1 км. Протягивается он почти на 20 км.

Пока неясным остается вопрос о наличии и размещении в криворожской толще интрузий гранита. Ее пересекают дайки диабаз, габбро-диабаз, кварцевого порфирида и кварцевого порфира, протягивающиеся в широтном направлении. Наличие мощной вулканогенно-осадочной толщи в Криворожской субгеосинклинали благоприятно для формирования в ней интрузий, особенно основного состава.

В конце периода развития Криворожской субгеосинклинали на месте ее существования возник уникальный железорудный кряж, мало выступавший на фоне его гористого обрамления. Этот кряж в течение многих геологических периодов служил источником материала для образования осадочных рудных концентраций на юге СССР, особенно в палеогеновый и неогеновый периоды.

Насыщенность осадочно-метаморфических толщ Криворожской субгеосинклинали железом — это результат хемогенного осадкообразования, первичным источником вещества для которого был региональный вулканизм. С вулканической деятель-

ностью связана также ритмичность наслоения Криворожской субгеосинклинальной толщи (рис. 37).

Примером палеозойской субгеосинклинали может быть Днепровско-Донецкая ровообразная впадина на юге Восточно-Европейской платформы (рис. 38). Она протягивается с северо-запада на юго-восток от среднего течения р. Припяти почти до Каспийского моря. На всем протяжении Днепровско-Донецкая субгеосинклиналь ограничена продольными, местами эшелонированными разломами. Образовалась на кристаллическом основании.

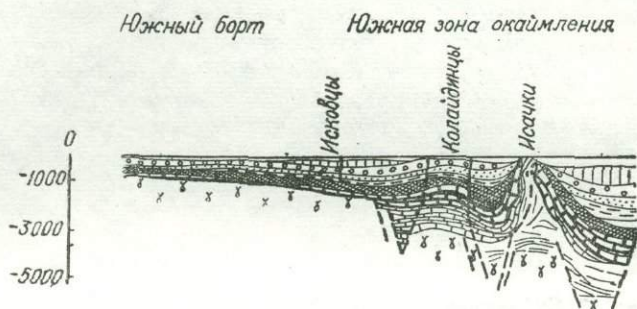


Рис. 38. Гипотетические разрезы через Днепровско-Донецкую впадину. Отложения: 1 — четвертичные и третичные, 2 — меловые, 3 — юрские, 4 — карбоновые, 5 — девонские, 6 — турнейские, 7 — среднекаменноугольные (верхневизейская толща), 8 — нижнекаменноугольные и турнейские образования; 9 — соль; 10 — турнейские отложения; 11 — девонские отложения; 12 — турнейские отложения; 13 — турнейские отложения; 14 — нарушения.

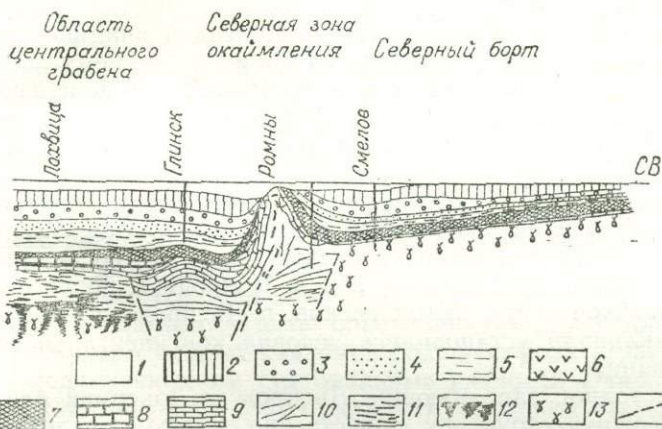
Впадина имеет корытообразную форму. Ее борта образуются склонами Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Кристаллическое ложе ее опущено на глубину 5—8, а в пределах Донецкого кряжа — до 18 км. Выполнена рассматриваемая субгеосинклиналь осадочными отложениями от палеозойского до четвертичного возраста.

Кристаллический фундамент Днепровско-Донецкой впадины обнаружен при бурении у г. Чернигова на глубине 2571 м, у с. Смилы — 2218, с Райозера — 1433 м. Представлен биотитовыми, биотит-гранатовым и другими гнейсами, а также мигматитом. На поверхности эти породы сильно выветрелые. Биотит и полевые шпаты в них почти полностью замещены другими минералами.

Состав субгеосинклинальных образований в Днепровско-Донецкой впадине несколько меняется в ее отдельных частях. На северо-западе впадины выделяются нижнепалеозойские, возможно позднедокембрийские отложения, общая мощность которых до 300 м. В нижней части их преобладают песчаные отложения, в средней — разрез обогащен вулканогенным материалом, в верхней — лежат песчаники, глины зелено-серого и почти черного цвета с прослойкой доломита. Они залегают на поверхности кристаллических пород.

В центральной части Днепровско-Донецкой впадины, в райо-

не Чернигова и юго-восточнее на кристаллических породах лежит вулканогенно-осадочная толща мощностью 1164 м. Она состоит из десяти базальтовых покровов мощностью от нескольких до 140 м каждый, переслаивающихся с пирокластическим материалом. Кроме Черниговщины, вулканогенные продукты об-



впадину (по М. В. Чирвинской, 1968).

4 — триасовые, 5 — песчано-глинистые, 6 — галогенные (пермская толща),
7 — угольные (верхневизейская толща), 9 — нижнекаменноугольные (ниж-

ложения; 12 — эффузивы; 13 — докембрийский кристаллический фунда-
наружены в составе кепроков соляных куполов в районах Ромен, Лубен, Полтавы, Висачек, Ромодана, Дмитриевки, Радченкова, Краснограда, Синельникова. На южных окраинах Донецкого кряжа вулканогенные породы обнажаются на значительной площади.

Возраст вулканогенно-осадочной толщи Днепровско-Донецкой субгеосинклинали считается франкским и раннефаменским.

Выше вулканогенно-осадочной толщи в Днепровско-Донецкой впадине лежит подсолевая толща живетского яруса девонской системы. В Полтаве она обнаружена на глубине около 3000 м. Мощность подсолевой толщи в северо-западной части субгеосинклинали около 400 м.

Важнейшую особенность стратиграфии девона Днепровско-Донецкой субгеосинклинали составляет соленосная свита и связанная с ней солянокупольная тектоника. Соленосные отложения распространены от среднего течения Припяти на северо-западе до окраин Донецкого кряжа на юго-востоке. Подошву соленосной свиты там, где она обнаружена, составляют слои подсолевой свиты. В районах Наровли и Мозыря соленосные отложения лежат на кристаллическом фундаменте. Подошва соленосных отложений под соляными куполами не достигнута на глубине 3500 м в районе Ромен и 3399 м — в Висачках. Поверхность соленосных отложений установлена на глубинах (м):

Петриково-Глуцк — 300—600, Копаткевичи — 350, Паричи — 750, Наровля — 620, Калинковичи — 990, Мозырь — 1550, Слободня — 2400. Соляные купола в ряде мест (Ромны, Висачки, Петровское, Славянск и др.) вышли на поверхность и принимают участие в строении рельефа. Мощность соленосной свиты изменяется от 166 до 1916 м.

Надсолевые отложения в Днепровско-Донецкой впадине относятся к верхнему девону, нижнему, среднему и верхнему карбону. В составе пород пермской системы Днепровско-Донецкой субгеосинклинали выделяется вторая для этого бассейна соленосная свита. На Донбассе с нею связаны знаменитые месторождения соли.

В пределах Днепровско-Донецкой субгеосинклинали широко представлены отложения мезозойской группы и кайнозоя. Мощность одних меловых отложений в осевой части субгеосинклинали (район Харькова) превышает 560 м. В миоцене, после отложения полтавской свиты белых песков, в Днепровско-Донецкой субгеосинклинали установились условия континентального осадкообразования.

Осадочные толщи, заполняющие Днепровско-Донецкий бассейн, имеют сложную структуру, существенно разную в пределах собственно впадины и расположенного на ее продолжении Донецкого кряжа.

Во впадине осадочные породы наложены на очень расчлененный, по сути горный, погребенный под ними рельеф кристаллического фундамента. Непрерывные вертикальные движения и горизонтальные перемещения блоков фундамента обусловили сложные дислокации слоев осадочной толщи. Преобладают сундучные складки, антиклиналь-флексуры и т. п. Уплотнение отложений и сжатие субгеосинклинали активизировали перемещение соли и образование сложных соляных структур. В некоторых окраинных районах субгеосинклинали хорошо выражены гляциодислокации. Таким образом, геоструктура осадочных толщ Днепровско-Донецкого бассейна аккумуляции включает сложный комплекс деформации тектонического, субтектонического и гравитационного происхождения.

Юго-восточная часть Днепровско-Донецкой субгеосинклинали в пределах Донецкого кряжа сложена девонскими вулканогенными и осадочными отложениями, обнажающимися на его южном склоне. В строении собственно Донецкого кряжа принимают участие преимущественно каменноугольные отложения, мощность которых около 12 000 м. В северо-западной части Донецкого кряжа, погружающейся в Днепровско-Донецкую впадину, распространены пермские соленосные отложения, а также мощные толщи триасового, юрского, мелового, третичного и четвертичного возраста.

Структура Донецкого кряжа общеизвестна. Это синклинировое складчатое сооружение, вытянутое с северо-запада на юго-

восток более чем на 375 км. Ширина кряжа до 150 км. Складки простираются вдоль кряжа. Антиклинали преимущественно сжаты, гребневидные и куполообразные. Среди них выделяются Главный Донецкий антиклиналь, Северная и Южная антиклинали. Синклинальные складки широкие, расплывчатые. Самая значительная — Северная синклиналь протягивается более чем на 300 км. Ее главные части составляют (с запада на восток) Бахмутская котловина, Боков-Хрустальская и Должанско-Сулино-Саткинская мульды. Южнее Главного Донецкого антиклинала протягивается вдоль всего кряжа Южная синклиналь. С запада на восток в ней выделяются Кальмиус-Торецкая котловина, Чистяковская и Мариновская мульды, а в восточной части Донбасса — Несветаевско-Шахтинская котловина. Кроме перечисленных главных структур выделяется множество второстепенных, вплоть до микроскладчатости.

Складчатое тело Донецкого кряжа расчленено многочисленными разломами. После определяющих структурное положение кряжа продольных разломов большую роль играют поперечные и подчиненные им диагональные разломы. Одной из выделяющихся благодаря этому складчато-блоковых структур Донбасса является Нагольный кряж. С некоторыми из поперечных разломов Донецкого кряжа связаны дайки основных пород. Распространены кварцевые жилы с полиметаллическими рудопроявлениями.

В недрах Днепровско-Донецкой субгеосинклинали сосредоточены крупные месторождения многочисленных полезных ископаемых. Наиболее важные из них каменные и бурые угли, нефть и газ, доломиты, соль и гипс, а также мел, вторичные каолины и огнеупорные глины. Кроме того, что эти полезные ископаемые имеют исключительно большое народнохозяйственное значение, они вместе с вулканогенными образованиями дают полное представление об условиях литогенеза в этом бассейне аккумуляции.

Кроме перечисленных, к субгеосинклиналям относятся возникшие в разное время такие ровообразные впадины, как грабен Осло, Рейнский грабен, Фосса-Магна и многие другие.

Наиболее яркий пример современной субгеосинклинали представляет система Великих Африканских разломов — рифтов. Разломы протягиваются почти в меридиональном направлении от Средиземного моря на севере до гор Лебомбо в Южной Африке. Расположенные в зоне разломов грабены заняты озерами и морскими заливами, дно в которых местами лежит на глубине 2514 м. Впадины ограничены уступами высотой до 1800 м. В прилегающих к зоне разломов территориях поверхности выравнивания приподняты до 3000 м над уровнем моря. Высота вулканов в зоне разломов достигает 5119—6010 м.

Существование зоны Великих Африканских разломов прослеживается от докембрия до современных условий. На Аравий-

ском п-ве рифтовый рельеф сформирован почти целиком в осадочных породах от юрского до плейстоценового возраста.

В западной части Аравийской, или Левантийской, системы рифтов прослеживается взаимоотношение платформенной субгеосинклинальной структуры и складчатых образований Средиземноморской геосинклинальной зоны. Левантийская субгеосинклинальная система протягивается от Красного моря через залив Акаба, Мертвое море к Хотайе в южной Турции и дальше на север — северо-восток под складки Тавра. Разломы секут древний комплекс осадочных пород от докембрийского до триасового возраста, несогласно перекрытый нижнемеловыми отложениями. Собранные в складки меловые отложения принимают участие в строении Тавра. Его структуры простираются в субширотном направлении на восток — северо-восток под углом к главным субгеосинклинальным разломам. В Таврской складчатости принимают участие меловые, эоценовые и плиоценовые отложения. По свидетельству Ф. Дикси, в северной части этой рифтовой системы разломы при омоложении пересекали складчатость Тавра. Это дает основание считать, что меридиональные деформации Африканской платформы и широтная складчатость Средиземноморской подвижной зоны вызваны направленными под прямым углом силами сжатия-растяжения, соответственно широтного и меридионального направлений.

Структуры, аналогичные Великим Африканским разломам, представляют область Байкала, область впадин и хребтов на западе США, разломы Бразилии.

Большинство исследователей субгеосинклинальных систем — рифтов (Lees, 1953; Дикси, 1959) считают, что возникают эти структуры в процессе сокращения объема Земли, которое приводит к более или менее продолжительному сжатию, сопровождающемуся растяжением как локальной разгрузкой от сжатия.

Формирование субгеосинклиналей — это тектоническое явление глобального масштаба. Оно дает представление о развитии структуры материковой земной коры на всех этапах ее геологической истории.

Синеклизы — наиболее значительные структуры материковой земной коры. По масштабам и значению в строении тектоносферы они сопоставляются со впадинами океанического дна и, по видимому, одного с ними происхождения.

К синеклизам относятся крупные прогибы земной коры, часто замкнутое со всех сторон. Форма синеклиз неправильная, обычно овальная, вытянута в широтном или меридиональном направлении. Основание синеклиз составляют кристаллический фундамент докембрийских платформ или кратонизированные складчатые образования, в большей или меньшей степени разбитые разломами. Впадины эти и представляют крупнейшие бассейны аккумуляции на материковой коре.

Мощность осадочных отложений в синеклизах очень значительна. Она часто превышает 3000—4000 м. В их составе преобладают обычные осадочные породы. Распространены вулкано-генные образования, угленосные и соленосные отложения. В недрах синеклиз часто встречаются залежи нефти и газа.

Осадочные толщи в синеклизах часто образуют валы, пологие и куполовидные складки, вторичные прогибы. На окраинах синеклиз слои залегают моноклинально, образуют более или менее резко выступающие гребни. Для некоторых синеклиз характерны сложная солянокупольная субтектоника и обусловленный ею холмистый рельеф.

Синеклизы в истории развития материковой земной коры время от времени были областью вторжения океана. Выполнявшие их эпиконтинентальные моря играли важную роль в преобразовании рельефа районов морской трансгрессии. Морские эпиконтинентальные отложения составляют большую часть разреза материковой осадочной земной коры. Здесь уместно напомнить, что в пределах материковой земной коры на всех ее геоморфологических формах не обнаружены глубоководные океанические гидрохимические и биохимические отложения. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что базальтовая земная кора океанического дна в геологической истории Земли никогда не была сухой, а поверхность материковой суши никогда не погружалась на океанические глубины.

Синеклизы — широко представленные материковые бассейны аккумуляции. К ним относятся такие глобальные структуры, как Подмосковная и Прикаспийская впадины, Западно-Сибирская низменность, Туранская синеклиза в Средней Азии, бассейны Эль-Джувф, Чад, а также Калахари в Африке, низменности Сельвас и Ла-Платская в Южной Америке и др. Широкое распространение синеклиз на материках связано с устойчивым преобладающим погружением материковой части тектоносферы в истории Земли. Такое же преобладающее погружение характерно для впадин океанического дна, занимающих большую часть его поверхности. С этой точки зрения синеклизы материков и впадины океанического дна представляют тектонически тождественные образования. Происхождение их обусловлено одной и той же глобальной причиной, заключающейся в общей динамике сжатия земного шара.

Наложённые впадины, или локальные бассейны аккумуляции, — явление чрезвычайно распространенное в пределах материковой земной коры. Происхождение, размеры и форма этих бассейнов разные. Преобладают тектонические наложенные впадины. Широко представлены среди локальных бассейнов аккумуляции карстовые, эрозионные и другие понижения экзогенного происхождения.

Тектонические вторичные впадины возникают в разных структурных условиях — как на платформах, так и в складчатых

подвижных зонах. Мощность выполняющих эти впадины отложений особенно значительной, в частности на платформах, не бывает. В составе их встречаются морские мелководные отложения и преобладают слои различных горных пород континентального происхождения. Среди них выделяются угленосные толщи, обломочные отложения с россыпями тяжелых минералов, пласты глин и вторичных каолинов и т. п., характеризующие сложное строение наплатформенного покрова.

Одним из ярких примеров наложенных впадин может быть Днепровский буроугольный бассейн. Он протягивается от Житомирской области на северо-западе до Запорожской на юго-востоке УССР. Состоит из отдельных впадин. В подошве осадочного наплатформенного покрова в буроугольном бассейне залегает кора выветривания докембрийских кристаллических пород. В составе осадочных пород наплатформенного покрова на юго-востоке бассейна известны морские отложения мелового возраста. Распространены морские и континентальные напластования третичного возраста и континентальные образования четвертичной системы. В бучакской свите палеогена в Днепровском бассейне залегает мощная угленосная формация. Вторая угленосная толща, связанная с полтавской серией, имеет ограниченное распространение. В кровле бучакской буроугольной формации лежат палеогеновые морские слои киевской и харьковской свит, перекрываемых в районе Киева полтавскими отложениями и континентальной толщей четвертичных образований.

Приведенный сравнительный обзор бассейнов накопления осадочных толщ на поверхности Земли показывает, что для всех этих бассейнов независимо от их возраста и происхождения характерны общие закономерности. В их пределах осуществляется непрерывный процесс наращивания мощности земной коры, сопровождающийся выравниванием поверхности в процессе всеобщего перемещения минеральных масс с возвышенностей в понижения или сверху вниз путем денудации, оползания, сдвигов. Постоянным активизирующим фактором процесса наращивания земной коры является опускание ложа бассейнов аккумуляции, обусловленное нисходящими движениями тектоносферы.

Абсолютным источником минерального вещества для наращивания литосферы служат продукты вулканогенной дифференциации глубинного вещества планеты. Выбрасываемые из недр, они создают на поверхности Земли высочайшие аккумулятивные сооружения, служащие обильным источником материала в течение длительных периодов вулканической деятельности и последующего выравнивания поверхности геосинклинальных зон.

Наращивание осадочного слоя земной коры происходит также в процессе непрерывного перераспределения минерального вещества на поверхности материков экзогенными силами в зависимости от тектонических движений. Области тектонических поднятий служат источником материала для вторичного осадко-

образования. Вместе с первичными вулканогенными продуктами они создают все разнообразные ассоциации минерального вещества, их концентрации в земной коре.

В процессе извечного кругооборота вещества тектоносферы в земной коре возникали концентрации различных минералов, часто представляющие практически ценные месторождения минерального сырья. Первичным источником вещества для их образования являются протолиты — начальные минеральные образования, возникшие в результате дифференциации первичной планетарной массы. С первичными ультраосновными породами и продуктами их выветривания связаны месторождения никеля, кобальта, железа, титана, золота, платины и др. Главнейшим источником вещества, за счет которого образуются месторождения различных полезных ископаемых, являются рыхлые массы вулканогенной дифференциации глубинного вещества Земли. С вулканогенными пирокластическими и эффузивными массаами, а также их метаморфогенными образованиями связано большинство рудных месторождений и сырья химической промышленности. Такие минеральные концентрации возникают в результате природного обогащения, главным образом привноса-выноса минеральных компонентов. Решающее значение в этом процессе принадлежит термальным и глубинным водным растворам. В определенных структурных условиях, например жильных породах, гидротермальные месторождения представляют самостоятельную форму минералообразования.

Самостоятельную генерацию минеральных концентраций образуют в земной коре осадочные и осадочно-метаморфические месторождения. Кроме общеизвестных рудных и органических месторождений горючих полезных ископаемых, в осадочных породах часто сосредоточены промышленные концентрации редких и рассеянных элементов.

Происхождение источников вещества минеральных концентраций и история геологического развития среды рудопроявления являются основой для целенаправленных поисков месторождений минерального сырья.

Таким образом, из данных структурно-геоморфологического анализа строения и вещественного состава земной коры следует единственно возможный вывод о том, что материковая земная кора образуется в экзогенных условиях геологического преобразования продуктов вулканогенной дифференциации ювенильных глубинных масс планеты путем их взаимодействия с водой, атмосферой и живыми организмами на поверхности тектоносферы. Разрастание коры *вширь* и *вглубь* осуществляется через геосинклинали.

Проблема горообразования по множеству противоречивых представлений о его происхождении занимает в современной геологии место после проблемы происхождения земной коры. Рассматриваемое само по себе, в отрыве от структурно-исторической обстановки, поднятие гор не находит естественного объяснения.

Между тем структура и горный рельеф свойственны материковой земной коре на самых ранних этапах ее развития и прослеживаются на ее разных тектоорогенических формах — от вулканических островов до планетарных горных систем на материках. На элементарной гипсографической кривой видно, что горы выше 2000 м на Земле занимают лишь 2,3%, вместе с поднятиями свыше 1000 м — 6,6, а территории высотой 1000 м над уровнем моря — 23,5%. Погружения океанического дна на глубину более 2000 м составляют 58,1% земной поверхности. Области шельфа и континентального склона занимают около 11,8% поверхности планеты. Эти известные данные свидетельствуют о том, что наша планета имеет довольно спокойную поверхность, изменение высот которой намного уступают изменению высот поверхности Луны, особенно если учесть разные размеры данных планет. Значительные размеры территорий затопленной материковой коры в пределах шельфа представляются прямым доказательством преобладания опусканий земной коры, уплощения поверхности и подчиненности ее воздымания, ограниченного определенными зонами. В свете этих сопоставлений горные страны на Земле представляют собой зоны деформаций земной коры, сосредоточенные в местах наиболее напряженных движений тектоносферы. Таким образом, вырисовываются главные вопросы проблемы горообразования: 1) общие динамические условия тектоорогении, 2) соподчиненность форм движения тектоносферы и обусловленных ими структур, 3) закономерности размещения зон деформаций земной коры, 4) образование гор и их классификация. Подробно проблема горообразования рассмотрена нами в работе за 1961 г. Здесь остановимся на самом главном.

Общие динамические условия тектоорогении определяются состоянием материнской системы Земли на протяжении всего времени ее геологического развития. Принципиально возможны два определения этого состояния: а) Земля расширяется, б) преобладает сжатие Земли.

Возрождение гипотезы дрейфа материков в последние годы способствовало появлению множества новых предположений для ее подтверждения. В числе разных неомобилистических утверждений выделяются гипотезы расширения Земли и гипотезы разрастания океанов. Представление о периодическом расширении или пульсации Земли как о результате взаимодействия сил притяжения и отталкивания было наиболее полно развито

М. А. Усовым (1940). Б. К. Хизен (1966) для объяснения происхождения океанических рифтов допускал расширение Земли с увеличением ее объема в два раза. В. С. Керри (Carey, 1958) утверждал, что объяснение итогов тектонического анализа требует увеличения объема планеты в 20 раз. Р. С. Дитц (1966) полагает, что в концепции расширения дна океана изменения объема Земли не требуется. Расползаясь в стороны от восходящего на Срединных хребтах подкорового течения, океаны большей частью находятся в состоянии растяжения, а континенты, увлекаемые с обеих сторон встречными течениями симы, испытывают сжатие. Дальнейшее развитие концепции разрастания океанического дна основывается на данных исследования магнитного поля Срединных хребтов. Наиболее разработанной из этих гипотез считается представление Ф. Вайна и Д. Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963; Vine, 1966). Эта концепция основана на представлении о притоке вещества из недр Земли по разломам на сводах Срединных хребтов и латеральном переносе этого вещества в разные стороны от оси поднятия конвективными течениями в мантии и таким образом о непрерывном разрастании и обновлении океанического дна. Проведенное вычисление современного разрастания Срединных хребтов показало величины от 0,7 до 6,0 см/год. В движении океанического дна принимает участие мощный слой тектоносферы, включающий земную кору и верхнюю часть верхней мантии, выделяемую под названием плит.

Скорости разрастания дна изменяются вдоль оси Срединных поднятий. Границами между плитами с разной скоростью движения считаются зоны трансформных разломов. Благодаря многочисленным разломам океаническое дно имеет блоковое строение. Размеры плит по простиранию часто значительно меньше, чем вкрест простирания. Ле Пишон (Le Pichon, 1968) поделил всю поверхность земного шара на шесть блоков литосферы. Движение этих плит рассматривается как система простых поворотов вокруг их полюсов вращения. Направление и скорость дифференцированных движений мегаблоков, соответствующих зонам погружения или сжатия литосферы, находятся в соответствии с сейсмологическими данными. В некоторых районах, в частности у островных дуг Тонга и Кермадек, отмечается поддвигание под острова океанической литосферы (Oliver, Isaaks, 1968).

А. М. Карасик (1971, с. 16) утверждает, что данные Оливера и Исаака, а также результаты анализа и обобщения большого количества фактов из области морской геологии и геофизики послужили основой для гипотезы мобильной литосферы, которая синтезировала идеи разрастания океанического дна, трансформных разломов и дрейфа материков. Эта гипотеза, претендующая на роль новой геотектонической концепции, рассматривает поведение верхней оболочки Земли, обладающей высокой прочностью, как систему горизонтальных движений некоторого числа

литосферных блоков на подстилающей их астеносфере — слое пониженной вязкости.

Концепция разрастания океанического дна направлена на объяснение происхождения геологически ограниченного явления изменчивости магнитного поля некоторых Срединных океанических хребтов. От этого явления она экстраполируется на все элементы структуры океанического дна с претензией на всеобщую геотектоническую гипотезу. Для данного случая — *ad hoc*, — который гипотеза пытается объяснить, она, по мнению специалистов, в известной мере, состоятельна. Однако тектоника включает гораздо более широкий круг геологических проблем, связанных с конкретным изменением состава земного вещества, его движения и структурообразования, которые в концепции разрастания океанического дна не учитываются. К тому же процесс разрастания вширь океанической коры не подтверждается реальными фактами, а основывается на таких же гипотетичных, как и сама концепция, представлениях о подкоровых течениях, вращающих плиты литосферы.

В современном состоянии ее разработки концепция разрастания океанического дна представляет собой еще одну эфемерную гипотезу, какими так богата, к сожалению, наука о Земле.

Материальная система отличается исключительной многогранностью закономерно связанных между собой процессов и явлений, отражающих реальность нашего мира в состоянии вещества, движения и структуры на протяжении времени его геологического существования. Сущность его бытия составляет всеобщий необратимый процесс развития структуры и рельефа земной коры, составляющих необходимую часть географической среды жизни человеческого общества.

С утверждаемых материалистических позиций представляется возможным, как это показано выше, проследить изменения минерального состава вещества Земли и определить его состояние в течение всего геологического времени.

Представление об образовании нашей планеты за счет пылеватого космического вещества в процессе притяжения включает, как само собой разумеющееся, дальнейшее уплотнение, иначе — сжатие, первичного планетарного вещества, завершившееся на первом этапе образованием жесткой каменной оболочки — протолита мантии. Дальнейшая вулканогенная дифференциация вещества мантии, образование базальтового слоя, или океанической коры, и формирование сиала связаны с развитием геосинклиналей, т. е. прогибов и зон сжатия тектоносферы.

Процесс сжатия Земли, уплотнения и консолидации ее вещества продолжается и в современных условиях. Об этом свидетельствуют преобладающий синклиналивно-котловинный рельеф, распределение и большие мощности покровных эоплейстоценовых отложений на поверхности планеты, преобладающие нисходящие движения в неотектонике. В условиях преобладающего

притяжения, сжатия и опускания отталкивание, растяжение и поднятие представляют лишь разрядки сжатия, приуроченные к определенным зонам напряжения геоида. Расположение зон напряжения обусловлено особенностями движения всей системы Земли. Зоны наибольшего напряжения представляют вся экваториальная часть планеты, границы океанической и материковой земной коры, границы погружающихся и менее интенсивно погружающихся блоков тектоносферы и др.

Отражением глобального сжатия есть форма эллипсоида вращения Земли. Возникшая на начальном этапе становления планеты эта форма непрерывно совершенствуется в условиях такого же непрерывного осевого движения Земли. Вместе с тем ротационное движение является постоянно действующим фактором, влияние которого выражается в общеизвестном полярном сжатии и экваториальном расширении геоида. Разница длины экваториального и полярного радиусов — 21382 м — в настоящее время представляет предел возможного расчленения рельефа Земли и постоянный источник неустойчивости залегания минеральных масс на ее поверхности.

В развитии Земли притяжение-отталкивание (или сжатие-расширение) выражается в виде тепловых разрядов и извержения вулканических масс. Вулканизм — явление космического масштаба, процесс дифференциации вещества планет. В земных условиях вулканизм — постепенно угасающий процесс. Его современные масштабы несравнимы с интенсивностью вулканизма в период образования базальтовой коры и, даже времени излияния базальта в меловом и третичном периодах. Но вместе с тем, вулканизм на протяжении всего геологического времени имел ведущее значение в образовании материковой земной коры и ее структуры.

Природа вулканизма во многом продолжает оставаться еще неясной. Несомненна его связь с зонами напряжения земного шара. Размещение вулканов на Земле свидетельствует о том, что вулканические очаги могут иногда быть локальными образованиями в глобальных подвижных зонах. Возникновение расплавов, питающих вулканизм, считается результатом воздействия глобальных тепловых потоков, в определенной степени разогрева перемещающихся масс в местах активных контактов и резкой смены давления. При всех обстоятельствах вулканические извержения — это восходящие движения глубинных масс, внутреннее напряжение в которых часто разряжается взрывом. Сами перемещения вулканических расплавов относятся к субтектоническим движениям, как известно, всегда активизируемых сжатием.

Таким образом, исходным положением, аксиомой тектогенеза есть преобладающее притяжение или сжатие материальной системы Земли.

Отталкивание или расширение, оно же — поднятие вещества тектоносферы, лишь разрядка сжатия, выражающаяся прежде

всего в деформации и перемещении минеральных масс в направлении наименьшего сопротивления, выбросах их на поверхность и образовании насыпанных вулканических гор.

Глобальное сжатие — это определяющее состояние вещества Земли, неперенное условие всех преобразований его состава, перемещений и структуры внутри самой системы. Все эти геологические преобразования происходят в условиях всеобщего осевого, орбитального и галактического движения системы Земли, так или иначе отражающихся на ее развитии. Зрима и осязаема вследствие осевого движения Земли ее форма трехосного эллипсоида вращения. Не вызывают сомнения полярное сжатие и экваториальное растяжение геоида, измеряемые уже упомянутой разницей длины экваториального и полярного радиусов. С вращением планеты связано возникновение сил Кориолиса, обуславливающих ориентированное в западном направлении сжатие коровых масс; определенное влияние на них оказывают также силы притяжения Луны и Солнца. Количественная оценка воздействия учитываемых здесь динамических факторов пока не находит математического выражения, но весомое участие их в создании качественных особенностей тектоносферы, как среды структурообразования, не может не учитываться.

Следовательно, исходным положением, аксиомой тектогенеза, есть непрерывное всеобщее движение вещества системы Земли. Направленность движения определяется осевым вращением планеты и соподчиненными ему более сложными формами перемещения минеральных масс земной коры.

Находящаяся в непрерывном движении огромная масса Земли является вместе с тем средой, в которой протекают сложные физико-химические процессы и необратимые геохимические реакции. Общая направленность этих процессов сводится к образованию разных минеральных ассоциаций и горных пород, как это показано раньше. Внутри Земли физико-химические преобразования в общем стабилизировались на этапе образования базальтовой земной коры. Дальнейшая вулканическая дифференциация планетарного вещества сосредотачивалась в активизированных частях тектоносферы, преимущественно в геосинклинальных зонах. Расположение геосинклинальных зон определялось и определяется только динамическими условиями, прежде всего общим движением планеты. В консолидированной системе Земли усиление внутренних физико-химических процессов есть следствие, а не причина тектонических движений. Последние являются более низкой субординированной формой всеобщих простых движений. В тектоносфере они проявляются по-разному, в зависимости от условий структуры.

Утверждаемое здесь представление о земном шаре как о консолидированной системе исключает наличие в нем глобальных систем течения подкорового вещества и минеральных масс земной коры. Состояние текучести кристаллических минеральных

тел должно рассматриваться как результат местного увеличения давления на контактах блоков пород с разными физико-механическими свойствами.

Уместно напомнить, что структура тектоносферы гетерогенна. Первичное агрегатное строение планеты, обусловленное ее происхождением из пылеватых частиц, создает беспредельные возможности ее неравномерного уплотнения. Последующие спекание, плавление и выплавление, а также вулканогенная дифференциация обусловили массивноблоковую первичную структуру тектоносферы. Перемещение разнородных масс в ее пределах заведомо неравномерно и не может создавать единого потока.

Мы уже проследили, что материковая земная кора образуется преимущественно из рыхлых продуктов разного происхождения, выполняющих разные бассейны аккумуляции. В процессе литификации и метаморфизма из них образуются геологические тела разных размеров и физико-механических свойств. Они накладываются на неровную поверхность подвижных блоков основания. Все тектоогенические формы материковой коры — от вулканических островов до материковых платформ — сложены из компонентов с разными физико-механическими свойствами. Залегающая на подвижном основании осадочная земная кора всех структурных этажей находится в раздробленном состоянии и в масштабах планеты неустойчива.

Физико-химические процессы и геохимические реакции в материковой земной коре крайне разнообразны и вместе с тем специфичны. Области проявления их ограничены бассейнами аккумуляции и осадочными толщами, в них образующимися. Глубинным процессам в тектоносфере они не родственны. Лишь в зонах деформаций и в вулканических очагах геохимические процессы сопряжены в направленности преобразования состава минеральных масс. Однако в образовании деформаций земной коры они имеют подчиненное значение.

Анализ реальной структуры тектоносферы показывает, что физико-химические явления в подкоровом веществе и в материковой земной коре в течение геологического времени развиваются в подвижном веществе Земли, обусловленном ее сжатием и всеобщим движением. Это значит, что в образовании структуры тектоносферы, в частности в образовании структуры материковой земной коры, глубинные физико-химические процессы представляют один из частных источников симы и одну из соподчиненных высших форм движения земных масс. Считаться первопричиной горообразования и противопоставляться глобальному сжатию или ротационному движению Земли они не могут.

Распределение и направленность движений тектоносферы, обуславливающих тектогенез земной коры, вытекают из простого осевого вращения планеты, ее полярного сжатия и экваториального растяжения. Подвижность земной коры определяет

сопряжение сил сжатия, растяжения и Кориолиса. Результат их взаимодействия в тектоносфере выражается как колебательные движения, неравновеликие опускания и поднятия, стоячие волны, вытянутые соответственно в меридиональном направлении и с востока на запад. Конкретные географические очертания этих волнообразных тектоорогенетических форм всегда изменчивы, зависят от положения планетарных деформаций, расположения и формы вовлеченных в движение геологических тел.

Волновые колебания тектоносферы прослеживаются в давно известных эпейрогенических движениях. Для них характерно преобладание вертикальных опусканий и поднятий. С вертикальными движениями неотделимо связаны горизонтальные сдвиги и разломы подвижных минеральных масс. Амплитуда их тем больше, чем резче колебание высот подкорового субстрата и разница высот рельефа подвижной зоны.

В процессе колебательных движений возникают первичные неровности тектоносферы. В одних областях опусканий формируются геосинклинальные зоны, с другими связано образование абразионных шельфов. Поднятия активизируют и питают вулканическую деятельность. Они обогащают источники рыхлого материала для образования осадочных пород, активизируют накопление осадков в бассейнах аккумуляции зон опускания. В процессе круговорота и перемещения минерального вещества в тектоносфере появляются и исчезают разнообразные деформации горизонтальнослоистых структур земной коры и зарождается ее тектонический рельеф.

Приведенная выше схема взаимодействия всех геологических сил прослеживается в развитии всех геосинклинальных областей и находит свое отражение в геологическом строении каждого структурного этажа материковой земной коры. Процесс взаимодействия всех геологических сил представляет, по существу, тектогенез в широком смысле этого слова и в его конечном итоге — горообразование.

Проблемы формирования структур земной коры и горообразования подробно рассмотрены в наших работах за 1962 и 1970 гг. Здесь отметим лишь наиболее существенное.

По совершенно правильному, на наш взгляд, определению М. М. Тетяева (1934, с. 67), «настоящий процесс горообразования есть не что иное, как общее поднятие данного участка земной поверхности, вызывающее понижение базиса эрозии, его гидрографической сети, которое обуславливает внедрение последней в поднимающийся массив с углублением долин и выделением водораздельных гряд, принимающих все более резкие очертания по мере усиления процесса». Сложные дислокации слоев, принимающих участие в строении гор, при этом понимании процесса горообразования в большей степени предшествуют поднятию данного участка земной коры, чем его сопровождают.

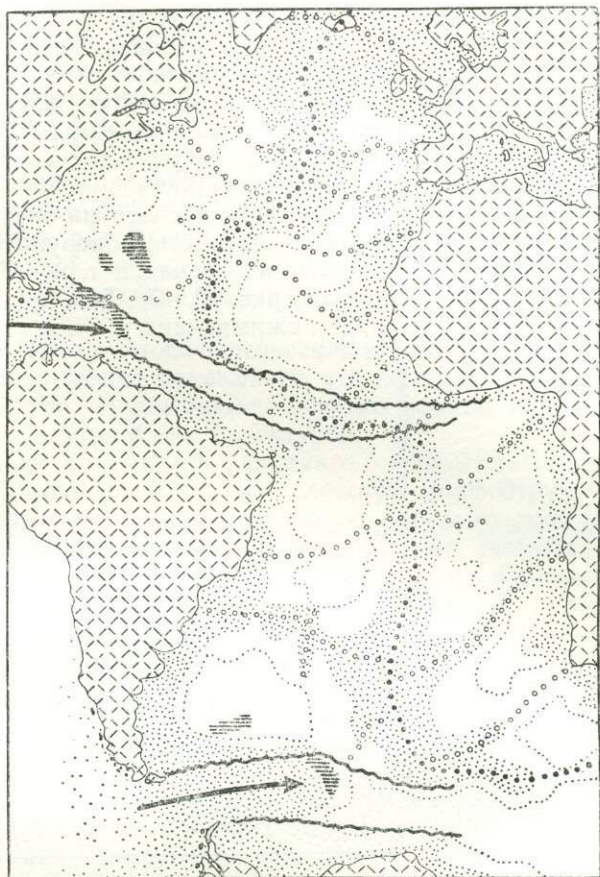


Рис. 39. Главные структуры дна Атлантического океана.

Деформации слоев осадочных отложений возникают еще на геосинклинальной, или бассейновой, стадии формирования осадочных толщ, являются конседиментационными образованиями. Структурные черты их значительно усиливаются на стадии литификации осадков и завершения в бассейнах осадкообразования. Возникающие на бассейновом этапе тектогенеза дислокации включают сложную систему соподчиненных форм, особенности которых наиболее резко выступают в залегании флиша.

Простейшую, общую, структуру осадочных толщ представляют синеклизы. Они охватывают всю территорию бассейна осадконакопления. В меру развития тектогенеза геосинклинали образуются синклинории. Внутренняя структура синклинория усложняется в меру нарастания сжатия и увеличения амплитуды волновых движений. Спокойные и симметричные вначале

складки на участках значительных напряжений переходят в лежачие и разорванные. В определенных условиях возникают чешуйчатые структуры, а в местах резких колебаний тектонического рельефа — надвиги. Развиваются динамометаморфизм и кливаж течения. В глубинах синклинория при известном сочетании формаций возникают субтектонические перемещения, образуются соляные структуры, диапировые складки.

В синклинориях и глобальных областях сжатия океанического дна, преимущественно в осевой их части, образуются сводовые поднятия, Срединные хребты в океанах и т. п. «Главные» антиклинали в складчатых зонах (рис. 39, 40). Те и другие представляют собой формы разрядки сжимающих усилий. Глубинное

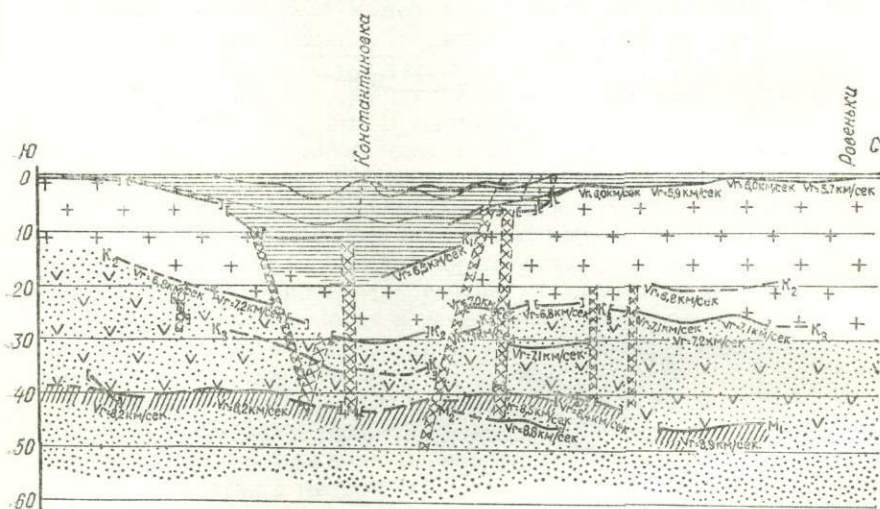


Рис. 40. Глубинная структура Донецкого края (по В. Б. Соллогубу, 1967).

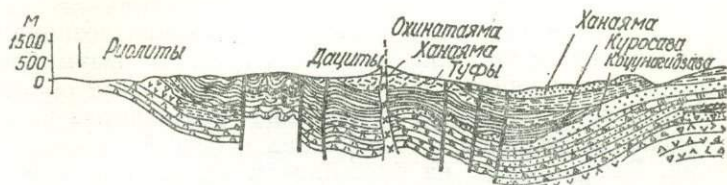


Рис. 41. Геологический разрез осевого хребта северо-восточного

вещество Срединных хребтов в условиях повышенного давления субтектонически перемещается в ослабленные растяжением части сводов. Вдоль сводовых поднятий образуются рифты — системы разрывов, отмечающих расположение подвижной зоны. В местах наибольшего растяжения сводов активизируется вулка-

ническая деятельность, образуются вулканические острова, островные дуги, формируется горный рельеф. Тектогенез неуклонно развивается в последовательности, уже рассмотренной нами на примере развития океанических островов.

В подвижных зонах материковой коры складкообразование сопровождается разрывами, расчленяющими сложные структурные тела синклинорий на блоки. Разломные структуры особенно интенсивно развиваются в планетарных зонах деформаций. Протяжение разрывов там соответствует простиранию напряжений земной коры, связанных с формированием сводов — антиклинорий, всегда деформированных разломами и расчлененных на блоки.

Структурно-геоморфологический анализ строения складчатых горных сооружений показывает, что поднятия гор имеют блоковый характер. Поднимаются участки земной коры с уже сложившейся внутри блока структурой.

Сводовое воздымание складчато-блоковых геосинклинальных тел исчерпывающе объясняет сложную морфоструктуру горных стран. На поверхности Земли горы образуют выступы, поднимающиеся над пониженными территориями, чаще рассматриваемые как мегаантиклинории, или сводовые поднятия. Это значит, что мегаантиклинорий имеет больше геоморфологическое, чем структурное содержание.

Структура одноэтажных горных сооружений довольно однообразна. Внешние части их сохраняют слоистую структуру и моноклинальное залегание слоев. Более или менее крутое падение моноклиналей и погружение их направлены в сторону предгорных прогибов (рис. 41).

Большая часть горных систем подвижных зон имеют асимметричное строение и в целом сдвинуты в сторону прилегающих зон опускания передовых прогибов и платформ. Их внешний край образует флексурный перегиб. Чаще всего головы чешуйчатых надвигов, или фронт покровов, образуют тектонический



Хонсю.

вал — горный уступ, круто поднимающийся над прилегающими равнинами. Рассмотренные черты тектоорогении стран прослеживаются в Карпатах, Крыму, на Кавказе, в Скандинавских горах, на Тянь-Шане, в Гималаях и др. (рис. 42).

Асимметрия многих гор стран Средиземноморской зоны обу-



Рис. 42. Фронт надвига. Балканы.

словлена сопряжением сил экваториального растяжения и направленных на запад сил сжатия. В результате этого перемещающиеся блоки земной коры испытывают большее напряжение на северо-восточных рубежах и опускаются, а их юго-западные части в такой же мере поднимаются. Эти части блоков образуют резкие тектонические валы или моноклиналильные тектонические гребни над зонами разломов между блоками. Такие особенности ярко выражены в Индостане. Тектонический вал Гималаев надвинут на Индийскую платформу, являющуюся неизменным упором на границе материковой и океанической коры. Ираниды мощным валом возвышаются над Персидским заливом и опущенной северо-восточной частью Аравийского полуострова. Последний в свою очередь образует резкий выступ над Красным морем. Подобные примеры известны в зоне Великих Африканских разломов.

Структура блоков и явные сдвиги земной коры в обширной зоне сочленения Евразии, Африки и Индийского океана свидетельствуют о возникновении этих формаций здесь в результате лишь вертикальных движений, без какого-либо изменения объема как следствия расширения планеты. Существующие здесь горизонтальные сдвиги крупных участков материковой земной коры обусловлены соотношением опусканий и поднятий в подвижной зоне экваториального растяжения эллипсоида вращения Земли.

Структура внутренних частей горных сооружений тем сложнее, чем больше структурных этажей принимает участие в их

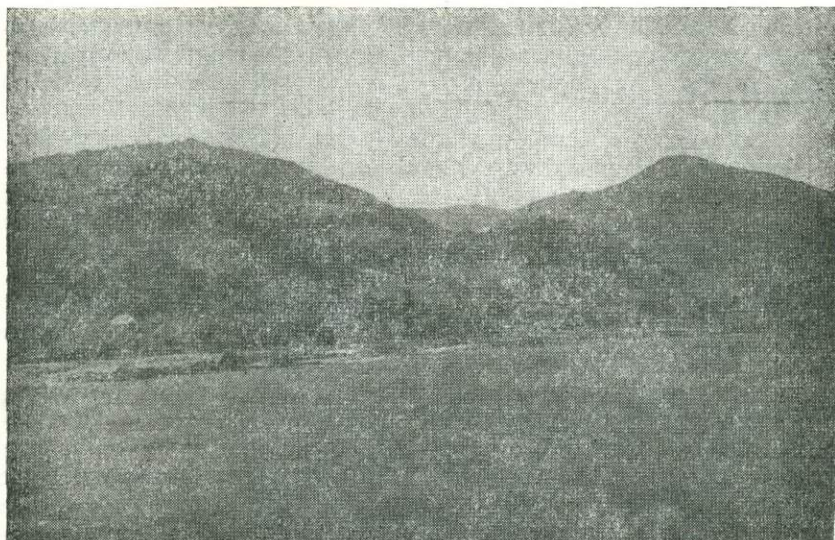


Рис. 43. Структура Карпат. Турояга.

строении. Особенностью их тектоорогении является складчатая расчлененная на блоки синклинориевая структура. Первичное синклиналиное строение прослеживается даже в наиболее приподнятых участках гор. В Гималаях такое строение имеют многие высочайшие вершины.

Морфоструктура гетерогенных гор складчатых зон чрезвычайно усложняется реликтами предшествующих структурных этажей. Они представлены в виде клиппенов, часто располагающихся зонально отдельными блоками и срединными массивами, представляющими наиболее возвышенные части горной страны. Контакты структурных этажей в большинстве отмечаются вулканогенными образованиями и иногда трещинными интрузиями магматических пород. Такие структуры известны на Тянь-Шане, Кавказе, в Карпатах, Андах и других горных системах (рис. 43).

В тектоорогении горных сооружений важную роль играет также состав горных пород. Наиболее высокогорные участки создают толщи известняков и массивы магматических пород. Острые гребни образуют гнейсы и кристаллические сланцы. Флишевые горы отличаются своими мягкими очертаниями и чрезвычайно сложными складчатыми морфоструктурами.

Восходящие движения минеральных масс, или поднятие гор, не бывают равномерными. Наиболее воздымаются сжатые блоки всяких крыльев взбросов, расположенных по направлению поднимающего усилия у внутреннего края разлома или разломной зоны. Высота поднятия горных масс определяется соотношением сжимающего (поднимающего) усилия и весом масс поднимаю-

щихся блоков. Принимается постулат: в земных условиях высота гор не может превышать разницу длины экваториального и полярного радиусов, иначе — высота гор ограничена поверхностью растяжения земного эллипсоида вращения.

Можно полагать, что с зонами деформаций эллипсоида вращения Земли было связано также заложение первичных структур земной коры на ранних этапах ее развития. Поднявшиеся на их месте горные хребты не что иное как структурные рубцы на залеченных разрывах развивающейся земной коры.

Расположение горных систем на Земле в общих чертах выдерживается на протяжении всего времени геологического развития планеты. Постоянной ареной горообразования является океаническая земная кора. Закономерность размещения гор в ее пределах выражена в расположении вулканических островов, островных дуг и Срединных хребтов, общеизвестна и рассмотрена раньше. Те же, что и на океанической коре, закономерности расположения гор сохраняются и на материках. Там некоторые особенности тектоорогении земной коры выражены еще более ярко, чем в океанических просторах.

Разновозрастные горноструктурные ансамбли сосредоточены в субширотной Средиземноморской зоне. Важнейшим фактором структурообразования там оставалось воздымание базальтовой земной коры, протягивавшееся от ложа Атлантического океана через Средиземное море на юго-восток до северной части Срединного Индийского хребта. К воздыманиям относятся, по-видимому, выступы океанической коры в пределах впадин Черного и Каспийского морей, а также на юге Туранского бассейна. К Средиземноморской структурной зоне, очевидно, относятся сложная тектоника Зондских островов и Центральной Америки.

Расположение горных систем в Средиземноморской зоне, как и расположение их вообще, не имеет строго выдержанных направлений. Простираия горных хребтов часто согласуются с очертаниями структурных тел более раннего происхождения и особенностями рельефа подкорового субстрата. Примером такой взаимосвязи считается расположение горных хребтов, окаймляющих Средиземное и Черное моря, Иранид, гор Индокитая и других.

Вторая закономерность заключается в субмеридиональном распространении глобальных деформаций. К ним относятся крупнейшие структуры материковой земной коры Восточного полушария: Урал и Великие Африканские разломы, Каледониды, Срединные Атлантический и Индийский хребты, а также многие структуры окаймления Тихого океана, в частности на его западных берегах.

Поднятие гор — процесс, продолжающийся в современных геологических условиях. Он является неотъемлемой формой движения всей системы Земли по пути дальнейшего развития. Об этом свидетельствуют и землетрясения, и вулканизм, и

неуклонное изменение очертаний береговой линии — подвижной границы суши и океана.

Одним из самых сложных вопросов тектоорогении кажется вопрос периодичности горообразования. Наши представления о нем подробно изложены в работах 1961 и 1970 гг. О периодическом усилении деформаций земной коры и перестройке лика Земли неоспоримо свидетельствует многоэтажная структура материков.

Усиление деформаций земной коры и образование структурных этажей в тектоорогении объясняется изменением скорости вращательного движения геоида и зависящей от него переменной величины полярного сжатия и экваториального растяжения, непосредственно определяющих тектоническую активность земной коры.

Скорость осевого движения Земли, как предполагается, находится в соподчинении с ее галактическим движением. Изменчивость напряжения тектогенеза, изменение физико-географических условий и обновление форм жизни на Земле на протяжении хрона — геокосмического периода (150—180 млн. лет) — подтверждается уже достаточным количеством фактов.

Современный лик Земли создавался на протяжении всего времени ее геологического развития. Соотношение величин ее океанической и материковой коры свидетельствует о юном облике нашей планеты. Она не прожила и половины пути преобразования базальтовой космической поверхности геологическими силами, создающими слоистые толщи материковой земной коры, разнообразие и красоту ее ландшафтов.

В современной геологии по вопросу об образовании материков противостоят друг другу две гипотезы: 1) дрейфовая, или дробления раньше единой суши и расплывания ее частей — современных материков, 2) разрастания материков вокруг центров на месте их образования. Это старые представления мобилизма и фиксизма.

ДРОБЛЕНИЕ И ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ

В начале и особенно во второй половине прошлого столетия внимание естествоиспытателей привлекало явное подобие очертаний западного побережья Африки и восточного побережья Южной Америки, а также северо-восточной части Африки и п-ва Аравия.

Одним из первых сходство очертаний суши отметил Е. В. Быханов. Он объяснял это явление как результат разламывания в прошлом единого массива суши, часть которой представляют современные материки. Аналогичные представления за рубежом развивали А. Спидер, Дж. Х. Пейнер, Ф. Б. Тэйлор.

В начале текущего столетия в книге «Происхождение материков и океанов» А. Вегенер далее развил идею дробления суши и обосновал гипотезу дрейфа, или произвольного плавания материков по поверхности Земли. В изложении А. Вегенера гипотеза дрейфа приобрела много сторонников. Особенно популярна она за рубежом. В последнее время сторонники концепции дрейфа материков ищут факты для ее подтверждения на примерах структуры территории нашей страны.

А. Вегенер утверждал, что материки сложены из относительно легких минеральных масс сиаля и плавают на подстилающем тяжелом пластическом веществе базальтового ложа, подобно тому, как плавают айсберги на воде. В начале геологической истории тонкий слой гранитного материала будто бы покрывал всю Землю. С течением времени сплошность гранитного слоя была нарушена. Под влиянием приливных сил, связанных с притяжением Солнца и Луны, действующих на поверхности Земли с востока на запад, и центробежных сил, вызываемых

вращением планеты, действующих в направлении от полюсов к экватору, из гранитного материала образовался единый материк — Пангея. Сосредоточение гранитного материала якобы обуславливало утолщение коры, поднятие над уровнем моря и образование суши. Лишенные гранитного слоя участки земного шара представляли собой океанические впадины, со временем все больше расширяющиеся. Считалось, что первым освободилось от сиалического покрова дно Тихого океана.

Пангея якобы существовала до середины мезозойской эры. В юрское время в результате тектонических движений она раскололась на отдельные массивы. Разъединенные части под влиянием уже упомянутых сил начали дрейф, т. е. стали смещаться на запад и от полюсов к экватору. Америка постепенно отделилась от Европы и Африки, сместилась на запад. Между ними возник Атлантический океан. Африка отделилась от Южной Америки и Азии. Впоследствии от них отделились Австралия и Антарктида. Новообразованные материки двигались с разной скоростью на запад и к экватору. Передний край их тормозил подстилающий базальтовый слой. Этот край сжимался в складки, вспучивался горными кряжами. Так возникли Альпы, Гималаи, Кордильеры, Анды и некоторые другие горы.

Доказательствами перемещения материков А. Вегенер считал аналогичные формы противоположащих берегов Атлантического океана, разные геофизические особенности материков и океанического дна, геологическое строение, размещение климатических зон, данные палеонтологии, географии растений и животных, сходство некоторых видов их в Африке, Индии, Австралии, Антарктиде и Южной Америке, что свидетельствует о связи этих материков в палеозое и мезозое. Среди таких животных, как теперь известно, двоякодышащие рыбы в геологическом прошлом были распространены по всему земному шару. В настоящее время они существуют лишь в Африке, на Мадагаскаре и в Южной Америке. Некоторые змеи встречаются только на Мадагаскаре и в Южной Америке, дворезцовые сумчатые существуют лишь в Австралии и Южной Америке. Таких примеров известно много. О свободном обмене флорой и фауной между изолированными теперь Антарктидой, Южной Америкой, Северной Америкой и Азией, Японскими островами и материком свидетельствуют некоторые палеонтологические данные. В третичном периоде мост существовал между Бразилией и Северной Африкой. По нему некоторые виды ископаемых трехпалых лошадей — гиппарионов, антилоп, пресноводных моллюсков распространялись с одного материка на другой. В неогене континентальная связь существовала между Северной Америкой и Азией. Предки слонов и носорогов переселялись из Азии в Америку, а предки лошадей — из Америки в Азию. То, что тогда представители животного мира переходили из Европы в Северную Америку и на-

оборот, исключает представление о существовании в кайнозойе материка Атлантиды.

В приведенных примерах показаны исторически разные явления, связанные с разными тектоническими условиями. Следует отметить, что представления А. Вегенера о строении материковой коры, принятые в качестве доказательства о первоначальном единстве строения материков, совершенно не соответствуют действительности.

Один из наиболее выдающихся сторонников гипотезы дрейфа материков Р. Штауб утверждал, что современный структурный план Земли определяет взаимосвязь трех элементов земной коры: неподатливых масс дна Тихого океана, Лавразии — объединения материков северного полушария (Европы, Азии и Северной Америки), Гондваны, включавшей Африку, Австралию и Южную Америку. Под материками предполагается океан магмы, на которой материка плавают, как льды на воде. Материки Лавразия и Гондвана в течение геологической истории ритмично перемещались. В движении к экватору они фронтально сжимались, флангами давили на тихоокеанскую массу. Это будто является причиной поднятия гор. Ведущая роль в этом великом общем механизме горообразования, по мнению Р. Штауба, принадлежит центробежным силам. От них исходит первичный импульс, возбуждающий вечно повторяющуюся закономерно переменную игру подкорковых течений, и в них заключается главный направляющий момент в этой игре, которая в процессе величественной смены движения от полюсов и полярного дрейфа материков неизменно обуславливает повторное горообразование на Земле.

В послекембрийской истории Земли перемещение материков от полюсов к экватору и опять к полюсам происходило трижды: движение к экватору — каледонское горообразование — полярный дрейф; движение к экватору — герцинское горообразование — полярный дрейф; движение к экватору — альпийское горообразование — полярный дрейф.

Недавно А. Дю Тойт отметил, что одним из важных доказательств перемещения материков есть положение в прошлом климатических зон, особенно со времени древнего оледенения. Установлено, что в позднем палеозое ледник покрывал значительную часть Африки, Индии, Австралии и Южной Америки. Это, по мнению А. Дю Тойта, могло случиться при условии объединения перечисленных материков. Размещение месторождений каменного угля, отложение которого происходит в условиях влажного теплого, возможно тропического, климата, также свидетельствует об ином размещении климатических зон в прошлом, по сравнению с настоящим. Месторождения угля, например в Воркуте или на Шпицбергене, теперь находятся в арктической зоне.

Многие ученые-мобилисты считают, что положение полюсов Земли в геологическом прошлом менялось. Дю Тойт утверждает, что смещение Лавразии и Гондваны по отношению полюсов могло быть неодинаковым и не одновременным, а горизонтальное перемещение было независимым. Поэтому ширина климатических зон на материках в прошлом могла быть разной. По мнению этого исследователя, северный полюс в силурийском периоде находился в северной части Тихого океана. В девоне Лавразия перемещалась к экватору и одновременно поворачивалась против часовой стрелки. Позже она двигалась наоборот. Неоднократная смена положения полюсов якобы имела место в меловом периоде. В четвертичное время северный полюс смещался через Берингов пролив до Баффиновой Земли и через северную часть Гренландии достиг современного своего положения. Смещение полюса осуществлялось по траектории вначале на север, позже на северо-восток, опять на север и северо-восток. Эта траектория отражает раздвигание материков Евразии и Северной Америки.

Дрейф материков Дю Тойт также считает причиной горообразования. При вращении Земли развивается более или менее стабильная циркуляция планетарного вещества, направленная от полюсов и к ним. Она обуславливает общее экваториальное растяжение и перемещение Лавразии и Гондваны. До мезозоя эти материки двигались как одно целое. Разделившись, их обломки перемещались отдельно.

Общая причина дрейфа, по представлению Дю Тойта, — подкоровые конвекционные течения, возникающие в результате неравномерного разогревания, плавления и тектоники. Кроме того, общее сжатие Земли создает большие напряжения на границе сияль — сима, вызывающие сползание блоков сияля.

Е. Краус также считает подкоровые течения причиной дрейфа материков. Конвекционные течения, по его мнению, возникают в результате разогрева недр Земли и охлаждения ее поверхности. Выделяются два уровня течений: гипореон — на глубине около 150 км и батиреон — на глубине 600—700 км.

На поверхности Земли гипореон вызывает разрывы, образование грабенов, поднятие магмы по разрывам, интрузии и вулканизм, а также образование гор вдоль края материков. Материки перемещаются течениями батиреона, которые очень медленны, длительны и мощны. На поверхности Земли они расчленяют материки, создают океаны, глубинные разломы, тектонические швы. Течения батиреона, как и вся тяжелая масса планеты, в процессе ее вращения перемещаются на восток. Слабо тормозящиеся материковые массивы, отстают от основания и смещаются на запад. В результате взаимодействия этих напряжений возник Атлантический океан. Батиреон вышел на поверхность в пределах Среднего Атлантического хребта. При этом действовали в направлении на запад — торможение приливов,

а на восток — общее подкоровое течение. Благодаря влиянию приливного торможения обе Америки легко отделились от своего основания, смещавшегося на восток. Это влияние меньше сказалось на материках Евразии и Африки. В качестве доказательства полярных перемещений приводится Индийский щит, раньше будто бы располагавшийся южнее экватора, потом переместившийся на север.

П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова предполагают значительное перемещение земной коры в бассейне Тихого океана. Об этом, как полагают эти исследователи, свидетельствуют форма островных дуг, наклон поверхности глубинных разломов, аномалии силы тяжести, положительные на островных дугах и отрицательные в океанических впадинах, ориентирование напряжений в виде поперечного стыка с простираемостью островных дуг и другие факторы. Перемещение блоков земной коры, по мнению П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой, вызывается движением подкоровых масс — конвекционными течениями или другими глубинными перемещениями аналогичного типа.

Возрождение дрейфовой гипотезы — неомобилизм — в последние годы связано с концепцией расширения океанического дна. Этот вопрос рассмотрен нами раньше. Наиболее мотивированы представления неомобилизма в работе Ф. Вайна и Д. Мэтьюза (1963), основанной на изучении геофизических свойств Среднего Атлантического хребта. Представления их включают теорию инверсий главного геомагнитного поля, понятие о преобладании остаточной составляющей в намагниченности пород океанического дна и гипотезу его разрастания. Как видим, гипотеза расширения дна океана основывается на еще менее обоснованных предположениях об изменении физических свойств на отдельных участках океанического дна.

Мы подробно рассмотрели дрейфовую гипотезу образования материков, как очень популярную теперь концепцию. По своему содержанию эта концепция представляет скорее художественное физико-географическое описание, чем строгую научную систему. Внутренне она противоречива и логически несогласована. Реальная структура материковой и океанической коры дрейфовой гипотезой не учитывается. И использованные для подтверждения этой гипотезы геологические доказательства более мнимые, чем реальные, а действительно достоверные физико-географические факты проще и ближе к действительности объясняются иными геолого-историческими условиями, чем дрейф материков. Эта гипотеза ни в какой мере не объясняет структуру земной коры, в частности структуру сиала, которая в настоящее время хорошо известна.

Непреодолимим противоречием в дрейфовой гипотезе есть утверждение о возможности дрейфа материков в условиях общего сжатия и общего расширения Земли. Это утверждение бездоказательно и не согласуется с учением диалектического

материализма о преобладающем сжатии небесных тел после их образования *. Доказанное сжатие Земли в процессе ее геологического развития объясняет известные деформации земной коры, но исключает ее плавание.

Внутреннее строение земного шара не соответствует представлениям мобилистов, принимаемым для обоснования гипотезы дрейфа. В сферической дифференциации тяжелого планетарного вещества не обнаружено «океана магмы», земная кора не плавает на подстилающем веществе, а нарастает на нем. Поверхность мантии, особенно под горами, неровная, колебание высот на ней 50—70 км. Понижения ее поверхности заполняет земная кора, имеющая большую мощность и значительно выступающая над уровнем моря. Поднятия поверхности мантии составляют дно Мирового океана, уровень которого значительно ниже уровня материков. Структурно-геоморфологические отношения между земной корой и тяжелого подкорового вещества исключают дрейф и всякие другие автономные большие перемещения материков по поверхности Земли.

Следует учитывать, что Земля, как и все планеты Солнечной системы, развивается в условиях непрерывного движения. В условиях осевого вращательного движения сложилась шаровидная форма Земли — геонд. Его сплюснутость определяется скоростью вращения, увеличение которой усиливает экваториальное растяжение и полярное сжатие. Связанное с ним перемещение вещества планеты возможно лишь в пределах разницы длины экваториального и полярного радиусов, т. е. в заведомо малых пределах. Разрядка возникающих напряжений осуществляется в виде волновых движений — поднятий и опусканий больших участков или блоков земной коры. С ними связаны хорошо известные деформации коры, трансгрессии и регрессии моря. Наша планета представляет вполне консолидированную подвижную материальную систему, перемещение вещества которой обусловлено соподчиненностью взаимосвязанных форм движения — от простейших значительной амплитуды (опускание и трансгрессия моря, поднятие гор) до сложных, относительно небольшой величины (извержения вулканов, геохимические процессы).

Геологические движения резче всего проявляются на границах океанической и материковой земной коры, между структурными зонами и на контактах структурных этажей. Все они исторически обусловлены и географически выражены. В системе субординированных движений земной коры дрейф материков не находит места.

Общезвестно, что на дне океана материковая земная кора распространяется до континентального склона. Между склоном и берегом расположена зона шельфа, геологическая структура

* Ф. Энгельс. Диалектика природы, 1948, с. 46, 50.

которого полностью материковая. В его пределах, как и на материках, иногда представлены месторождения нефти (бассейн Северного моря, Мексиканский залив, соляные купола в Средиземном море, Персидском заливе), россыпи тяжелых минералов (Индонезия, у южного побережья Африки) и т. д. Если рассматривать современные материки в структурных границах, т. е. в пределах континентального склона, то сходство очертаний их берегов станет не таким уж разительным, чтобы утверждать происхождение их из одного массива. Невероятность последнего особенно ярко заметна на палеогеографических картах лика Земли, отражающих ее строение до того, как на ней появились каледонские, герцинские и другие горные сооружения. На месте материков на нашей планете располагались многочисленные большие и малые острова среди безбрежного Мирового океана. Они занимали определенное положение на Земле и никуда не утлывали.

Островное размещение сиаля на Земле прослеживается с самого начала истории геологического развития — около 3,5 млрд. лет тому назад. Об этом свидетельствует возраст кристаллических пород отдельных массивов на Украинском щите, в Прибалтике, Африке, Индии, Австралии, Бразилии, Канаде. Вместе с тем установлено, что на дне Тихого океана вне андезитовой линии, а также во впадинах дна Индийского и Атлантического океанов никаких следов сиаля не обнаружено.

Важнейшим в гипотезе дрейфа есть вопрос источников энергии и механизма дрейфа. Большинство сторонников мобилизма сходятся на том, что причиной неустойчивости материков и толчком к их перемещению является вращательное движение Земли — силы Кориолиса и Этвеша, а также приливы, вызываемые притяжением Солнца и Луны. Роль этих факторов в динамике земной коры очевидна. Однако расчеты показывают, что центробежных и приливных сил недостаточно, чтобы сдвигать материки. Они, очевидно, создают полярное сжатие — экваториальное растяжение, меридиональные приливные напряжения, в условиях которых возникают региональные поднятия — опускания, разрывы и, особенно, меридиональные вытянутые валы или Средины океанические хребты, представляющие своеобразные стоячие волны подкорового вещества.

О механизме дрейфа материков представления разные. В течение ряда лет господствовала идея о плавании материков на базальтовом ложе или в океане магмы. Теперь укрепилось представление о наличии в недрах Земли подкоровых течений, переносящих материки. На смену ему приходит такое же гипотетическое суждение о расширении дна океана и раздвигании материков.

Глубинные течения вещества в Земле до сих пор не обнаружены. Их существование вообще отрицают многие геологи. Возможность глобального перемещения земных масс и плавание на

них материков полностью исключено в связи с высокой их консолидацией.

Независимо от свойств подкорового основания горизонтальный дрейф земной коры категорически отрицал Н. С. Шатский (1946). В свете современных данных о геологическом строении материковой земной коры и океанического дна дрейф материков считает невозможным А. Х. Войс (1966).

А. Вегенер, А. Дю Тойт и другие сторонники мобилизма большое значение придавали, как доказательству перемещения материков, географии растений и животных и палеонтологическим данным. Недавно Е. Мейр (Maug, 1952) доказал, что известные особенности распространения многих представителей органического мира могли возникнуть различным образом. Наиболее вероятно, с геологической точки зрения, обмен флоры и фауны между континентами через перешейки, соединявшие время от времени материки в местах островных дуг. Образование и разрушение таких перешейков зависели от тектонических движений, поднимавших участки морского дна в одних местах и погружавших — в других. Особенно многочисленные перешейки между материками существовали в меловое время. Как свидетельствуют гайоты — плосковершинные вулканические горы на дне океана, — уровень Мирового океана тогда был ниже современного. Усиленная вулканическая деятельность способствовала образованию островов — гайотов, позже опустившихся под уровень моря.

Перешейки, или мосты, в мезозое и кайнозое существовали между Южной Америкой и Антарктидой через Огненную Землю, о-ва Фолклендские, Южную Георгию, Южные Сандвичевы, Мордвинова и Землю Грейама, между Азией и Австралией — через Индонезию, Азией и Японией — через Корею, между Евразией и Северной Америкой — через Берингов пролив, Норвежский порог.

Б. К. Хизен (1966) недавно подсчитал, что сопоставление конфигурации Срединного Атлантического, Центрально-Индийского и Восточно-Тихоокеанского хребтов, от которых отделялись материки Старого и Нового света путем мнимого дрейфа, дает такую картину. Если бы Африка двигалась на восток от Срединного Атлантического хребта, она должна была врезаться в Центрально-Индийский хребет. Если бы Южная Америка двигалась на запад от Срединного Атлантического хребта, она столкнулась бы с Восточно-Тихоокеанским хребтом. Если рассмотреть дрейф Антарктиды относительно Срединного Атлантического, Центрально-Индийского и Восточно-Тихоокеанского хребтов, то единственно возможный вывод будет тот, что Антарктида должна сжиматься, так как из конфигурации этих частей Срединного хребта следует, что она плывет к собственному географическому центру.

К приведенному следует добавить, что сама идея дробления

и растекания материков несостоятельная. Она рисует регрессивное развитие сиала, остаточные части которого представляют современные, также неустойчивые, материк. Структурно-геоморфологический анализ позволяет утверждать, что на отрезке времени геологического развития нашей планеты происходят прогрессивное развитие сиала, неуклонное усложнение и совершенствование структуры материков, увеличение их площади, расширение жизненного пространства наземной растительности животного мира и человеческого общества.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗРАСТАНИЕ МАТЕРИКОВ

Большинство геологов придерживаются мнения о том, что материк на Земле неизбежно стоят на месте своего происхождения. Представления о стабильности материков придерживались многие выдающиеся представители геологической науки — А. П. Карпинский, М. Бертран, Е. Зюсс, Г. Штилле, Л. Кобер, Н. С. Шатский и другие.

По представлению Л. Кобера, зародышевые континентальные массы нарастают в течение всего геологического времени путем присоединения к ним новых горных поясов и, наконец, объединяются в еще более значительные материковые области. Е. Краус считает, что нарастание материков происходит за счет продуктов дифференциации базальтовой (габбронидной) основной магмы, распадающейся на сиаль и симу еще в процессе дифференциации.

В последнее время гипотезу разрастания материков развивают А. Полдерваарт, Дж. Уилсон, В. Бухер, М. Кэй, В. Руби.

А. Х. Войси придерживается мнения, что возникновение геосинклиналей вокруг первичных материковых ядер, развитие островных дуг и рост материков происходят в результате приращения к ним новых масс материковой земной коры.

Дальнейший шаг в развитии представлений о происхождении и разрастании суши представляет теория островного происхождения сиала и тектоорогении материков. Согласно этой нашей концепции, все сложное сочетание геолого-структурных, палеогеографических, палеонтологических, фито- и зоогеографических особенностей материков объясняется становлением их в процессе геолого-исторического развития Земли.

Образование материков началось вместе с возникновением сиалической материковой коры и очагов суши на Земле. Вначале это были первые вулканические острова, располагавшиеся на цоколе из масс подводных вулканических извержений. Пути дальнейшего разрастания островной суши рассмотрены уже в разделе о происхождении материковой земной коры.

Перед началом палеозойской эры на Земле среди Мирового океана уже возвышались крупные острова — массивы суши, ставшие основой современных материков. Они слагались из

кристаллических пород — метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений (амфиболитов, гнейсов, кварцитов, сланцев, известняков, вмещающих интрузии габбро, диоритов, гранитов и других пород). Эти отложения были сильно дислоцированы. Острова имели гористый рельеф.

Древнейшие материковые массивы размещались в зоне экваториальной выпуклости земного шара, в северо-западном и северо-восточном, близком к меридиональному, направлениях. Между северной и южной островными группами сохранялась подвижная зона. Ее реликты представляет современное Средиземноморье. Эта зона разделяет Северную и Южную Америки, Европу и Африку, Африку, Азию и Австралию. Каждый из перечисленных материков состоит из отдельных, в большинстве своем разного возраста частей.

Последовательность объединения островных массивов в материка ярко выражена в Восточном полушарии, в частности в Евразии — объединенной суше материков Европы и Азии. Эти материка существовали раздельно до второй половины палеозойской эры, когда поднятия Уральских гор соединили их в единый материковый массив, существующий поныне.

Европа в докембрии представляла архипелаг островов, среди которых наиболее крупные были соответствующие современным Украинскому кристаллическому, Белорусскому и Воронежскому массивам, а также Балтийскому щиту. Между этими островами располагался межостровной геосинклинальный бассейн, закрывшийся в позднем докембрии. Упомянутые массивы соединились, образовав Восточно-Европейскую платформу. Однако следы отдельных составляющих ее массивов прослеживаются в виде щитов, сохраняющих свои особенности структуры и рельефа.

В раннем палеозое Европа представляла остров-материк в Мировом океане. Вне этого материка располагались древние острова и островные дуги. На севере, вдоль ложа Северного Ледовитого океана, помещалась северная островная система. В состав ее входили о-ва Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля. Восточнее простиралась Уральская островная система, включавшая Новую Землю и Ямал. На юг от материка протягивался Тетис. Его реликты представляют Бискайский и Гибралтарский заливы Атлантического океана, Средиземное и Черное моря, Южная часть Каспийского моря. Вдоль северного побережья Тетиса протягивалась система островов, включавших ядра кристаллических пород докембрийского возраста, представлявших собой отдельные массивы среди горных хребтов. Это Кавказ, Крым, Добруджа, Южные Карпаты, массивы Анатолийский, Родопский, Монбланский, Центрально-Французский, Иберийский и многие другие. Со временем эти отдельные области вошли в состав единой Европы.

В разрастании территории Европы выделяются фазы — байкальская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская.

В первой половине палеозойской эры образовались каледонские горы Великобритании, Скандинавии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли. Со временем они присоединились к материку. Восточно-Европейский материк-остров расширился на северо-запад до ложа Северного Ледовитого и Атлантического океанов, над которым под водой вздымается крутым материковым уступом.

Во второй половине палеозойской эры горообразование распространилось на все окраины Палеоевропы. В ходе герцинского горообразования многие острова объединились в горные хребты и позже присоединились к материку. На востоке Европы поднялись Уральские горы. На юго-востоке материка выделился Донецкий кряж. Полоса герцинских дислокаций пролегла между краем платформы, Кавказом и Крымом от Каспийского моря до Нижнего Дуная. На западе Европы возникла горная страна — от Балтийского щита на севере до Иберийского п-ва на юге. В ее составе выделяются Рейнские сланцевые горы, Вогезы, Шварцвальд, Баварское плоскогорье, Чешский и Французский массивы, Кантабрийские горы, плоскогорье Мессета, хребты Сиарра-Морена, составляющие характерные ландшафты древних гор Западной Европы. С присоединением герцинид в конце палеозоя материк Европа расширился на юго-запад до ложа Атлантического океана. Структурная граница материковой коры здесь сохранилась до настоящего времени. Контуры суши несколько изменились благодаря тектоническим движениям и морскому размыву.

Киммерийское горообразование в пределах Европы проявилось мало. Оно охватило небольшие участки в Крымо-Карпатской подвижной области. В последующие эпохи киммерийские структуры были почти полностью преобразованы тектоническими движениями. Величественным памятником эпохи киммерийского горообразования остался интрузив Медведь-гора (Аюдаг), украшающий Южный берег Крыма.

Последний этап расширения территории Европы и становления ее очертаний относится ко второй половине кайнозойской эры. Альпийское горообразование распространилось на всю Средиземноморскую подвижную зону. В это время возникли горные хребты Центральной и южной части материка. Между Восточно-Европейской платформой и герцинской, западной частью материка, где раньше в заливе Тетиса располагались многочисленные скалистые острова, поднялись Альпы, Карпаты, протянулись Пиренеи, Апеннины, Балканы, Крымские и Кавказские горы. Между Черным и Средиземным морем в Малой Азии выступили Понтийские горы, хребты Тавра, протягивающиеся на восток до Иранского нагорья, а на юго-востоке прилегающие к Аравийскому п-ву. Перед четвертичным периодом возникли перешейки между Европой, Азией, Африкой. Вместе с поднятиями южной Европы на севере ее преобладали опускания. Море постепенно

размывало материк, пока не образовался Великий Северный шельф.

Таким образом, современная структура и очертания Европы формировались постепенно от докембрия до четвертичного периода включительно.

Однако формирование нашего древнего материка продолжается. Об этом время от времени напоминают губительные землетрясения в Португалии, Италии, Югославии, Румынии, Греции, Крыму, Закавказье, а также в прилегающих районах Турции, Ирана и Средней Азии. Величественные вулканы Средиземноморья — Этна, Везувий, Стромболи, Вулкано — продолжают выносить из недр Земли все новые и новые массы рыхлого материала, неуклонно наращивают материк. На рубежах Европы и Азии чутко дремлют вулканы-гиганты Эльбрус, Казбек, Аланз, Арарат, в четвертичном периоде навсегда спявшие огненной лавой воедино эти материки.

Еще более показательна, чем в Европе, геологическая история образования и разрастания материка Азии. Огромная масса ее складывается из многочисленных кристаллических массивов докембрийского возраста. В последокембрийское разное время между массивами проходило горообразование, в результате которого отдельные ранние массивы соединились в единый, самый крупный на Земле материк.

В размещении древних островных материковых массивов Азии прослеживается закономерное расположение в широтном и тихоокеанском направлениях. Среднюю часть северной Азии занимает полиструктурная Сибирская платформа. На восток от нее располагаются Колымский и Омолонский массивы, на юго-восток — огромный Алданский массив. Южнее всех этих массивов через всю Азию протягивается в широтном направлении складчатая зона горных систем разного возраста.

В Центральной Азии расположены кристаллические докембрийские массивы, с запада на восток: Таримский, Алашанский, Северо-Китайский и Корейский. Южнее их расположены огромные Тибетский и Южно-Китайский массивы. Между северной и южной группами Центрально-Азиатских массивов расположены древние горные хребты. С юга Центральную Азию окаймляют более молодые горные сооружения киммерид и альпид.

Южная Азия включает материковые платформы; Аравийскую на западе, Индийскую в центре и Индо-Синийскую на востоке. На юг платформы распространяются до базальтового ложа Индийского и Тихого океанов. Горные сооружения между Индийской и Индо-Синийской платформами продолжают далее на юг и юго-восток в область Больших Зондских островов. По ним проходит условная граница Индийского и Тихого океанов. Еще южнее от них расположен остров-материк Австралия.

Древние кристаллические массивы Азии являются также системой окаймления Тихого океана, определяют очертание и

структуру границ величайших на Земле материка и океана. С севера на юг вдоль восточной части Азии расположены Омолонский, Алданский, Корейский, Северо-Китайский, Южно-Китайский, Индо-Синийский массивы, ряд островных массивов в области Больших Зондских островов и Австралийская платформа. Фиксированное положение этих массивов, как и других частей Евразии, исключает какой-либо дрейф материковой коры в этой части тектоносферы в течение всего времени геологического развития нашей планеты.

Хорошо изученная структура Азии дает возможность довольно полно проследить последовательность формирования этого материка. Разрастание кристаллических массивов Азии началось в позднем докембрии. В то время формировалась Байкальская складчатость. Байкалиды — древнейшая система горных хребтов — с юга окаймляют Сибирскую платформу, соединяют ее с Алданским щитом. В Центральной Азии байкалиды возникли вдоль северных окраин Таримского, Алашаньского, Северо-Китайского и Корейского массивов, а также на севере, северо-востоке и юге Индостана. В результате байкальского горообразования Центрально-Азиатская геосинклиналь сильно сузилась. В раннем палеозое она стала ареной нового горообразования. Древние горные хребты Азии и в современных условиях составляют важнейшие черты геоморфологии этого материка. Среди них выделяются своей изысканной красотой и величием Алтай, суровые хребты Таргабатая и Чингиза, таинственное плоскогорье Гоби.

Значительное расширение территории Азии произошло в раннем палеозое в связи с каледонским горообразованием. Обширные горные страны возникли на юго-западе от Сибирской платформы, в Казахстане, севернее Тянь-Шаня, между Таримским и Тибетским массивами, на юго-восточных окраинах Южно-Китайского массива. Центрально-Азиатская геосинклиналь еще более сузилась и распалась на отдельные бассейны, интенсивно выполняемые осадками. В начале палеозоя кристаллические массивы Азии, хотя и сильно разрастались, но все же продолжали существовать раздельно. Вся Центральная и Восточная Азия представляла архипелаг нечислимых островов.

Важнейший этап в формировании материка Азии относится к позднему палеозою. В то время на всем пространстве от Европы до Тихого океана происходило герцинское горообразование. Горные хребты поднялись во всей этой подвижной зоне и навсегда соединили северные и центральные азиатские массивы. Горная суша протянулась через всю Евразию. Величественные хребты Урала, Тянь-Шаня, Куньлуня, Циньлиня, Великого Хингана и другие определяют главные черты природы огромных просторов Азии.

В начале мезозойской эры Азия представляла материк, протягивавшийся от Арктики до Памира, Тибета и Южно-Китайского

моря. От Тянь-Шаня, Тибета и Алашаня на севере до Аравийского массива и Индостана на юге простирался океан. В северо-восточной Азии Тихий океан распространялся до долины р. Лены и занимал все Приморье.

Современная структура и очертания Азии установились в конце мезозоя и в течение кайнозойской эры. В конце мезозойской эры во всей Индо-Тихоокеанской области тектонические движения усилились. Развивалось киммерийское горообразование. Поднялись все горные хребты юго-восточной Азии, образовалась гористая суша в низовьях Амура. Восточную границу материка тогда составлял грандиозный Катазиатский вулканический пояс, протягивавшийся от Чукотки на севере до Южно-Китайских гор на юге.

Киммерийское горообразование создало складчатую горную область между Тибетом, Алашанем, Южно-Китайским и Индо-Синийским массивами. Узкая геосинклинальная зона сохранилась на севере и востоке Индостана. На юго-восток киммериды протягивались в Индокитай и Зондские острова. Они впервые наметили границу между Индийским и Тихим океанами.

Завершающим этапом образования материка Азии было альпийское горообразование, являвшееся непосредственным продолжением тектонических движений киммерийского этапа. Альпийская горная страна в Евразии занимает всю Средиземноморскую подвижную зону Тетиса — от Гибралтара на западе до Зондских островов на востоке. Горные сооружения Малой Азии и Ирана присоединили к Азии Аравийскую платформу. Величайший шов Гималаев соединил Тибет с Индостаном. Горы Индокитая определили восточный берег Бенгальского залива. Южная Азия приобрела свой современный вид. Вместе с тем северное побережье этого материка, как и северное побережье Европы, постепенно погружалось. Северный Ледовитый океан активно разрушал свои берега. Разрастался великий северный шельф. Таким образом, в течение бесконечно длительного времени развития на базальтовом ложе Мирового океана образовался величайший материк Земли.

Однако расширение площади Азии на этом не закончилось. Вдоль ее восточного побережья в Тихом океане расположены многочисленные архипелаги островов. На юге они включают крупнейший остров-материк Австралию. Близко расположенные от материка острова в результате альпийского горообразования объединились в системы островов — островные дуги. Из них Алеутская на севере в Аляске соединилась с Северной Америкой, Курильская через Камчатку причленилась к Азии. Сахалино-Японская островная дуга прилегает к Приморью и Корее. От океана островные дуги отграничены глубоководными впадинами, от материка их отделяют овально-вытянутые краевые моря: Берингово, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское и Южно-Китайское. Это окраинные бассейны геосинклинального

типа. Их заполняют наносами реки, там отлагаются выбросы вулканов, накапливаются продукты размывания берегов, осаждаются органогенные известняки.

Особенно интенсивно процесс отложения материкового, сиалического, вещества происходит на пространстве между Азией и Австралией. Моря Сулу, Сулавеси, Яванское, Банда, Арафурской, Коралловое и Тасманово уже в значительной степени обмелели. На дне их залегают мощные толщи осадочных отложений. Вся огромная часть земной поверхности между Азией и Австралией, включая Филиппины, Большие Зондские острова, Новую Гвинею и прилегающие островные дуги, представляют островной материк — Океанию.

Выполнение окраинных морей Тихого океана в геологическом будущем и вполне вероятное в этом районе горообразование преобразует западную часть Тихого океана в сушу — единый Азиатско-Австралийский материк.

Форпосты сиала в виде группы вулканических островов выступают еще дальше на восток от уже упомянутых островных дуг. Вне андезитовой линии, как об этом свидетельствует геологическое строение Новой Зеландии, острова Фиджи, Новых Гебридов, Маршалских островов, процесс образования материковой коры продолжается. Эти острова представляют потенциальные ядра материков будущего.

На примере Европы, Азии и Австралии мы проследили, как возникли и расширились материки. Вполне аналогичным было разрастание суши Западного полушария. Начиная от вулканических сооружений среди Мирового океана на рассвете геологической истории до современных условий материковая кора расширялась, усложнялась ее структура, обогащалась полезными ископаемыми в условиях непрерывных тектонических движений, то поднимавших земные массы на заснеженные вершины, то повергавших их в раскаленные глубины недр Земли, обогащая их глубинными продуктами извержений непрерывно действующих вулканов. Вместе с тем непрерывно изменяются очертания суши материков и их рельеф.

Этот направленный процесс будет развиваться на Земле, пока будет вращаться земной шар, будет сохраняться тепло в ее глубине и существовать жизнь на поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В.—Труды II Всесоюзн. вулканолог. совещ., 1. «Наука», М., 1966.
- Анатольева А. И.—Труды Лабор. палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, 1964.
- Архангельский А. Д. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1937.
- Асклунд Б.—В кн.: Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», М., 1964.
- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, М., 1956.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», М., 1966.
- Белоусов В. В.—Геотектоника, 1967, 1.
- Бертельсон А.—В кн.: Тектонические карты континентов. «Наука», М., 1967.
- Бондарчук В. Г. Тектоорогения. Изд-во КГУ, Киев, 1946.
- Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоорогении. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.
- Бондарчук В. Г. Структура земной коры. Изд-во АН УССР, Киев, 1962.
- Бондарчук В. Г.—Геол. журн. АН УССР, 1963, 23, 4; 1964, 24, 4.
- Бондарчук В. Г. Движение и структура тектоносферы. «Наукова думка», Киев, 1970.
- Бондарчук В. Г. Очерки по региональной тектоорогении. «Наукова думка», Киев, 1972.
- Буртман В. С. и др.—В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Госиздат, М., 1925.
- Вдовыкин Г. П.—Метеоритика, 1965, 26.
- Вильсон Дж.—В кн.: Планета Земля. ИЛ, М., 1961.
- Виноградов А. П.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, 11.
- Войси А. Х.—В кн.: Дрейф континентов. «Мир», М., 1966.
- Войткевич Г.—Наука и жизнь, 1971, 4.
- Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П.—Сов. геология, 1962, 3.
- Геология СССР. «Недра», М., 1964.
- Геологическое развитие Японских островов. «Мир», М., 1968.
- Гиллули Д.—В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Гогель Ж.—В кн.: Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», М., 1964.
- Горшкова Г. С.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, 11.
- Горьковой О. П. и Уломов В. И.—Узб. геол. журн., 1967, 3.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. ИЛ, М., 1959.
- Дитц Р. С.—В кн.: Дрейф континентов. «Наука», М., 1966.
- Дьяконова М. И., Харитонова В. Я.—Метеоритика, 1966, 27.
- Дьяконова М. И.—Метеоритика, 1968, 27.
- Дю Тойт А.—В кн.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, М., 1963.
- Карасик А. М.—Геотектоника, 1971, 2.
- Кастерас М.—В кн.: Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», М., 1964.
- Карпинский А. П.—Горный журн., 1888, 1, 2.

- Карпинский А. П.—Изв. Росс. Акад. наук, 1919.
- Кваша Л. Г.—Метеоритика, 1965, 26.
- Кваша Л. Г., Харитонова В. Я.—Метеоритика, 1966, 27.
- Кеннеди Дж.—В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Кинг Ф. Б.—В кн.: Тектонические карты континентов. «Наука», М., 1967.
- Красовский Ф. Н. Собр. соч., 1. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Кратц К. О.—Труды Лабор. геологии докембрия, вып. 16. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Краус Э.—В кн.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, М., 1963.
- Кринов Е. Л. Метеориты. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1948.
- Кропоткин П. Н.—Изв. АН СССР, серия геол., 1953, 1.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.—Труды ГИН АН СССР, 1965, 134.
- Кузнецов С. С.—Учен. зап. ЛГУ, 1940, 49, 9.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.
- Кулон Жан. Разрастание океанического дна и дрейф материалов. «Недра», Л., 1973.
- Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. «Наука», М., 1969.
- Лаврухина А. К., Колесов Г. М. и др.—Метеоритика, 1968, 28.
- Леонтьев О. К.—Вестн. МГУ. серия географ., 1967, 6.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2. «Наука», М., 1971, 1, 2.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.—Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 85, 1963.
- Малиновский Е. Е., Хаин В. Е.—В кн.: Строение и развитие земной коры.—Материалы II Всесоюзного совещ. по проблемам тектоники. «Наука», М., 1964.
- Мирская Д. Д. и Загородный В. Г.—В кн.: Сб. статей АН СССР, Кольский филиал им. С. М. Кирова. «Наука», М.—Л., 1966.
- Обуэн Дж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. «Мир», М., 1967.
- Овчинников Л. Н., Юдин И. А.—Метеоритика, 1966, 27.
- Огнев В. Н.—В кн.: Глубинные разломы. «Недра», М., 1964.
- Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 80, 1962.
- Павловский Е. В., Марков М. С.—Труды ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Пейве А. В.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, 5.
- Пейве А. В., Синицын В. М.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, 4.
- Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и кембрии. «Наука», Новосибирск, 1967.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А.—Труды ГИН АН СССР, вып. 139, 1965.
- Рейт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г.—В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», Киев, 1968.
- Руженцев С. В.—В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Святловский А. Я. Тектоника и четвертичный вулканизм Камчатки. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Смирнов В. И. Рудные пояса Земли. «Знание», М., 1962.
- Смирнов Я. Б.—Геотектоника, 1968, 6.
- Соболев В. С.—Геология и геофизика, 1964, 1.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П.—Сов. геология, 1967, 6.

- Стовас М. В.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Стоквелл К. Х.— В кн.: Тектонические карты континентов. «Наука», М., 1967.
- Тектоника Альпийской области «Мир», М., 1965.
- Тектоника Евразии. «Наука», М., 1966.
- Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», М., 1964.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Ж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М., 1961.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, М., 1934.
- Тугэричэв А. И., Войткевич Г. А. Докембрийская геохронология материков. «Недра», М., 1966.
- Умбров Дж.— В кн.: Островные дуги. ИЛ, М., 1952.
- Усов М. А.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, 1.
- Фролова Н. В.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, 1.
- Хаин В. Е.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, 12.
- Харитонов В. Я.— Метеоритика, 1965, 26; 1968, 28.
- Хизен Б. К.— В кн.: Дрейф континентов. «Мир», М., 1966.
- Хольтсдал О.— В кн.: Тектоника Европы. «Наука» — «Недра», М., 1964.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры.— Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
- Шаров Н. Н.— Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, М., 1967, 24.
- Шатский Н. С.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, 4; 1948, 5.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. ГОНТИ, 1938.
- Юдин И. А., Коломенский В. Д., Михеева И. В.— Метеоритика, 1966, 27.
- Юдин И. А.— Метеоритика, 1968, 28.
- Яншин А. Л.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. «Наука», М., 1965.
- Garey W. S.— The tectonic Approach to continental Drift in Continental Drift. A. symposium Univer. of Tasmania, 1958, 177.
- Knopf A.— Bathylithes in time. Geol. Soc. America, Sp. 1955, Pap. 62.
- Ladd H. S., Ingerson E.— Bull. Amer. Ass. Geol., 1953, 37, 10.
- Le Pichon X.— Journal Geophys. Res., 1968, No. 12.
- Lees G. M.— Quart. Journal Geol. Soc. Lond., 1953, 109, Pt. 2.
- Maak R.— Engenharia, miner e metalurg, 1957, 150, 25.
- Mayr E.— Bull. Amer. Nat. Hist., 1952, 99, art. 3.
- Mitcell Ahg., Warden A. J.— Journal of the Geol. Soc., 1971, 127, 5.
- Oliver J., Isaaks B.— Canad. Journal Sci, 1968, 5, 4.
- Stille H.— Grundfragen der vergleichen den Tectonik, Borntraeger. Berlin., 1924, 443.
- Vine F. V., Matthews D.— Nature, 1963, 199, 4897.
- Vine F. V.— Science, 1966, 154, 3755.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	8
ПЛАНЕТАРНОЕ ВЕЩЕСТВО, ПРОТОЛИТ	5
ВУЛКАНИЗМ	16
МАТЕРИКОВАЯ ЗЕМНАЯ КОРА	41
ТЕКТООРОГЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ	99
ОБРАЗОВАНИЕ МАТЕРИКОВ	150
ЛИТЕРАТУРА	165

БОНДАРЧУК ВЛАДИМИР ГАВРИЛОВИЧ

ОБРАЗОВАНИЕ И ЗАКОНЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Печатается по постановлению ученого совета Института геологических наук АН УССР

Редактор А. И. Гукова
Художественный редактор И. П. Антонюк
Оформление художника А. Н. Шулевского
Технический редактор Г. Р. Боднер
Корректор Е. А. Михалец

Сдано в набор 28. VI. 1974 г. Подписано к печати 28. XI. 1974 г. БФ 01771. Зак. № 4—1661. Изд. № 259. Тираж 1500. Бумага № 1, 60x90¹/₁₆. Печ физ. листов 10,5+1 вкл. Усл. печ. листов 10,625. Учетно-изд. листов 11,0
Цена 1 руб. 10 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Отпечатано с матриц республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» в Нестеровской городской типографии Львовского облполиграфиздата, г. Нестеров, ул. Горького, 8, зак. 826.

1 руб. 10 коп.

1398

«НАУКОВА ДУМКА»