

АКАДЕМИЯ

НАУК

СССР

А.А. Пронин

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОБЛЕМЫ
СОВРЕМЕННЫХ
И ДРЕВНИХ
ОКЕАНОВ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ИМ. А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

551.46

А. А. ПРОНИН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОБЛЕМЫ
СОВРЕМЕННЫХ
И ДРЕВНИХ
ОКЕАНОВ

Б.0110



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД • 1977



УДК 551.462

Геологические проблемы современных и древних океанов. Пронин А. А.
Л., «Наука», 1977. 216 с.

В работе рассматриваются проблемы возраста океанов, а также материнского состава и общей структуры земной коры. На основе обобщения новых данных автор вновь приходит к заключению, что подразделение земной коры на континентальную и океаническую не имеет под собой ни историко-геологической, ни количественно-геохимической надежной научной основы. Кора Земли по общей структуре однородна на всей поверхности планеты. Рис.— 27, табл.— 20, библи. назв.— 703.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А. Н. ХОДАЛЕВИЧ

Предисловие

Предлагаемая вниманию читателей работа посвящена дальнейшей разработке некоторых проблем, которые обсуждались автором ранее (Пронин, 1973б), а именно — проблеме возраста океанов, а также вещественного состава и тектонической структуры земной коры под ними. Однако если в предыдущей книге основное внимание было сосредоточено на рассмотрении фактических геологических и геоморфологических данных, относящихся к современным океанам, то в настоящей монографии основными объектами исследования наряду с современными являются «древние» океаны, т. е. океанического типа бассейны относительно недавнего геологического прошлого — мезозоя и палеогена, которые некоторыми исследователями как в Советском Союзе, так и за рубежом приравниваются к современным океанам.

Основная цель работы состоит в том, чтобы на основе систематического рассмотрения фактического материала по современным и «древним» океанам — в основном по мезозойскому и палеогеновому «океану» Тетис — показать, что земная кора под ними, т. е. в пределах современного Альпийско-Гималайского складчатого пояса с расположенными здесь акваториями Черного, Средиземного и южной части Каспийского морей, имеет состав и структуру, не отличающиеся принципиально от таковых других площадей континентов, хотя еще в палеогене, а местами даже в миоцене значительная часть площади Альпийско-Гималайского складчатого пояса была дном упомянутого «океана» Тетис. Если в будущем окажется технически возможным проходить скважины глубоководного бурения на значительно большие глубины, чем в настоящее время (около 1000 м ниже дна океанов), то почти с уверенностью можно предположить, что под дном океана будут вскрыты не только молодые базальты, которые якобы слагают океаническую земную кору, но и покровы базальтов, которые будут переслаиваться с различными по составу, мощности и возрасту толщами пород осадочных. Уже и сейчас некоторые из скважин, пробуренных с судна «Гломар Челленджер», как например скв. 171 17-го рейса, вскрыли такое переслаивание, установив два слоя базальтов, разделенных толщей осадочных пород. В скв. 316 рейса 33 в интервале 996—1034 м от дна вскрыты 6 потоков базальтов мощностью от 1.5 до 2.0 м, а в скв. 317 в интервале глубин 910—943.5 м от дна — 10 потоков, излившихся, по мнению ученых (Deep-Sea. . ., 1974), в условиях мелководья (современная глубина океана в скважинах соответственно 4464 и 2625 м).

В скв. 332 и 333 рейса 37-го на западном склоне Срединно-Атлантического хребта переслаивание фораминиферовых илов со слоями базальтовых конгломератов и брекчий отмечается в интервале от кровли «баземента» до 300 м вниз, при этом чередование упомянутых осадков составляет до 75% мощности разреза, т. е. 225 м. О возрасте фораминиферовых илов авторы не упоминают (Deep-Sea. . ., 1974).

Поскольку представления об океаническом типе земной коры сформировались при сейсмическом зондировании дна современных океанов, в первой главе книги показано, что наряду с преобладанием пород базальтового состава на дне современных океанов и морей и на океанических островах широким распространением пользуются также кислые и даже ультракислые породы; большие объемы последних не позволяют рассматривать их в качестве дифференциатов базальтовой магмы. Эта проблема рассмотрена в статье Ф. Чейза (Chayes, 1963) и в работе Р. Дж. Шмидта (Schmidt, 1954).

Вторая глава работы содержит краткую сравнительную характеристику физических полей Земли над континентами и океанами, которые по существу не обнаруживают каких-либо различий.

В третьей главе обсуждается вопрос о составе и структуре земной коры под «океанами» недавнего геологического прошлого, т. е. кайнозоя. В качестве эталона «океанов» этого возраста избран мезозойско-палеогеновый «океан» Тетис, земная кора под которым, если судить по разрезу палеозоя, мезозоя и кайнозоя Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса, по составу тождественна коре континентов.

Наконец, четвертая глава посвящена проблеме перманентности океанов, дрейфа континентов, а также составу и общей структуре континентального и океанического типов коры Земли.

В Заключении автор приходит к выводу, что подразделение земной коры на континентальную и океаническую не имеет под собой надежной историко-геологической и количественной геохимической основы. Кора по общей структуре едина на всей поверхности планеты, а в геологической истории этой поверхности океаны и моря неоднократно покрывали обширные площади современных материков, так же как среди современных океанов в различные промежутки времени и в различных частях их акваторий возникали и погружались под уровень моря крупные массивы суши. Для решения проблем происхождения и развития океанов и материков в первую очередь необходимо изучать не гипотетические геофизические слои быстрого распространения сейсмических волн, а строение осадочной оболочки земной коры с позиций в первую очередь стратиграфии и исторической геотектоники, поскольку геология как наука историческая сформировалась на основе всестороннего изучения осадочных пород и содержащихся в них остатков организмов.

При работе над книгой автору в той или иной форме оказывали помощь его сотрудники по лаборатории и институту — К. В. Монетова, И. А. Пелевин, Т. П. Пилипенко, А. Т. Расулов, М. Ф. Гусева, Л. Г. Баранова, Л. Я. Жучкова, К. М. Целикова, М. Я. Мальчукова, Т. С. Деева, И. Л. Голокоз, С. В. Кислицын и др. Всем упомянутым лицам автор выражает искреннюю благодарность. Благодарен он также всем геологам и геофизикам, как советским, так и зарубежным, труды которых были использованы при написании книги.

Особое чувство признательности испытывает автор к Г. Н. Папулову за ряд ценных советов и рекомендаций, полученных от него в процессе работы над книгой.

В. В. Белоусов в замечаниях к рукописи одной из книг автора (Пронин, 1973б) с сожалением отмечал, что в ней не использованы материалы геофизических методов исследования коры и мантии Земли. Считая это замечание справедливым, в предлагаемую книгу автор включил специальную главу (II) о физических полях Земли, а при характеристике земной коры под океанами наряду с геологическими данными использовал материалы глубинного сейсмического зондирования, проводившегося в 50—60-х и в начале 70-х годов.

Истинная картина строения дна океанов должна удовлетворять значительному количеству геофизических данных о характере дна океанов, но отнюдь не всякой интерпретации этих данных. Такая картина должна также удовлетворять скудным, но непосредственным данным, полученным путем изучения образцов горных пород океанических островов, кернов из отложений в глубоких частях океана и проб, извлеченных драгированием. Кроме того, необходима надежная корреляция всех этих фактов с гораздо более детальными сведениями о строении континентов (курсив мой, — А. П.).

Б у л л а р д Э. К. Сравнение строения коры океанов и континентов. М., 1959, с. 36.

Г Л А В А

I

Кислые породы дна океанов

КИСЛЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ОСТРОВОВ, ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ. ГИПОТЕЗЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И КОНТАМИНАЦИИ ПЕРВИЧНОЙ ТОЛЕИТОВОЙ МАГМЫ

Одним из наиболее надежных источников информации о составе и физических свойствах вещества коры и верхней мантии Земли под океанами являются продукты эффузивного вулканизма и сопровождающих местами включений (ксенолитов) пород основания, встречающихся в подводных вулканах на дне океанов и морей, на океанических островах, островных дугах и на материках. При объяснении специфики проявления эффузивного вулканизма на океанических островах и в подводных вулканах на океаническом дне в вулканологической литературе наиболее широким признанием пользуется гипотеза дифференциации первичной (толеитовой) магмы, из которой в результате кристаллизационной дифференциации образуется все разнообразие вулканических пород. На основе гипотезы дифференциации первичной магмы построена и модель эволюции вулканических процессов в океанах, которая А. Е. Дж. Энгелем и К. Дж. Энгель (1966, с. 444) представляется в следующем виде: «Земная кора под океанами состоит в основном из базальтов. Но если базальты, слагающие океаническое дно, являются примитивными базальтами, то наиболее высокие вулканические постройки, возвышающиеся на океаническом дне, перекрыты отличающимися типами базальтов, особенно оливинсодержащими щелочными. Аналитические данные вместе с наблюдаемыми в поле взаимоотношениями показывают, что щелочные базальты являются дериватами океанических толеитов, продуктами магматической дифференциации». Термин «дифференциация магмы» в «Геологическом словаре» (т. I, 1973, с. 237) определяется как «совокупность физико-химических процессов, вследствие которых из магмы возникают разные по химическому составу породы или породы с различными количественными соотношениями одних и тех же минералов». В «Петрографическом словаре», составленном Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и Э. А. Струве (1963), выделяется ряд типов дифференциации магмы, а именно: 1) газово-гравитационный, обусловленный поднятием пузырьков газов в жидкости и кристаллов в «кипящей магме»; 2) кристаллизационно-диффузионный, связанный с диффузией молекул к кристаллам, растущим в охлаждающихся частях магмы; 3) кристаллизационно-гравитационный, обусловленный всплыванием и погружением кристаллов в кристаллизующейся магме;

4) ликвидо-гравитационный, вызванный всплыванием или опусканием капель одной жидкости в другой; 5) магматический, в процессе которого происходит распад, расщепление первичной жидкой или кристаллизующейся однородной магмы; различают собственно магматическую, лакколлитовую (анабантическую) и кристаллизационную дифференциацию в зависимости от того, происходят ли процессы расщепления в жидкой магме, поднявшейся по трещинам, или же в кристаллизующейся; 6) фракционный, происходящий вследствие отсадки ранних продуктов кристаллизации в нижних частях магматической камеры.

Во всех приведенных описаниях типов дифференциации магмы речь идет только о качественных изменениях в кристаллизующихся магматических расплавах — о соотношениях уже выкристаллизовавшихся минералов и остаточного жидкого расплава. Ни в одном из перечисленных определений типов дифференциации магмы не упоминается о количественных изменениях (в процессе дифференциации) содержания в кристаллизующемся магматическом расплаве и образующейся из него горной породы молекул главных окислов, определяемых при химических анализах пород, в первую очередь кремнекислоты и щелочей. А именно в этом и заключается одна из слабых сторон гипотезы кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы, вынуждающая отдать предпочтение гипотезе контаминации той же толеитовой магмы при поднятии ее в земной коре к эруптивным аппаратам вулканов через слой пород, более богатых SiO_2 .

Поясним сказанное примером. По данным Г. В. Войткевича с соавторами (1970, с. 75, табл. 48), базальты содержат в среднем — по Дэли (Daly, 1933) — 49.94% кремнекислоты, но не имеют, разумеется, в своем составе свободного кварца. Следовательно, все указанное количество кремнекислоты (49.94%), или округленно 50%, при химическом анализе базальтов извлекается из плагиоклазов и темноцветных минералов. Соответственно, какой бы из перечисленных выше типов дифференциации магмы ни был бы принят, получить из базальта с содержанием SiO_2 50% кислые породы с количеством SiO_2 больше 73%, например риолиты, без привноса кремнекислоты со стороны в размере около 20%, по-видимому, можно только в количестве около 67% первоначального объема толеитовой магмы. Остаточный расплав после сепарации 67% риолита в объеме 33% будет совершенно лишен кремнекислоты, но таких магматических пород в природе не существует, а следовательно, если учитывать атомно-ионную структуру магмы, то выделение толеитовыми базальтами риолитов вообще в принципе сомнительно. Такая же проблема возникает и в отношении щелочей, в особенности в отношении источников калия в магме основного состава.

Если условиться, что источники толеитовой магмы в недрах верхней мантии по объему неисчерпаемы, тогда можно допустить, что из толеитовых базальтов можно получить неограниченное количество риолитов; в вулканологической литературе, однако, принято, что генерация базальтов происходит во вторичных магматических камерах, объем которых лимитирован (см., например: Горшков, 1967, с. 271, рис. 97), и они способны отсепарировать только вполне определенное количество риолитов — около 67% первоначального объема базальтов, а с учетом разницы в содержании окиси калия в базальтах и риолитах — не более 50—55% первоначального объема.

Однако гипотеза дифференциации толеитовой базальтовой магмы как процесса постепенного во времени обогащения образующегося при кристаллизации минералов остаточного расплава кремнекислотой вызывает возражения и с позиций геологии. Дело в том, что дифференциация первичной толеитовой магмы предполагает в рамках некоторого промежутка времени определенную направленность изменения состава ее дериватов от более основных к более кислым, тогда как в литературе встречаются

многочисленные указания на то, что либо в химическом составе лав одного и того же вулкана (или соседних вулканов) с течением времени не происходит никаких изменений состава пород (например, на Фарерских островах), либо, наоборот, в строении (разрезе) конуса одного и того же вулкана наблюдается многократное чередование основных (базальтовых) и кислых (риолитовых) лав или пирокластов. Исходя из сказанного, нам кажется, что гипотеза дифференциации первичной толеитовой магмы с выплавкой из нее всего разнообразия вулканических пород, развитых в океанах, на дне и островах, недостаточно строго аргументирована в отношении количественных соотношений ионов и молекул различных окислов, входящих в состав вулканитов; в тех случаях, когда один и тот же вулкан периодически извергает либо базальтовые, либо риолитовые лавы, мы вынуждены рассматривать магматическую дифференциацию как процесс обратимый, многократно повторяющийся в рамках весьма коротких промежутков геологического времени, т. е. предполагать процесс магматической гомогенизации. Вся совокупность изложенных ниже фактических данных по отдельным группам современных действующих или неоген-четвертичных, также еще действующих или потухших, вулканов позволяет высказать предположение о том, что вулканизм в неоген-четвертичное, а вероятно, и в более раннее время развивался по более правдоподобной гипотезе контаминации магмы при развитии эффузивного вулканизма как в океанах, так и на континентах, состав же продуктов вулканизма определялся глубиной расположения вторичных резервуаров магмы, питающих вулканы.

Гипотеза контаминации не рассматривает магматический расплав, из которого образуются лавы, как замкнутую систему, а допускает поступление в эту систему вещества извне, из окружающей среды.

Приведем некоторые данные о составе лав и пирокластов современных действующих и потухших неоген-четвертичных вулканов на океаническом дне, океанических островах, на дне эпиконтинентальных морей, на островных дугах и континентах, которые в течение длительного времени изливали однородные по составу лавы или, наоборот, — от базальтовых до риолитовых.

Продукты подводного и островного вулканизма Тихого океана

В соответствии с охарактеризованной выше схемой распределения продуктов вулканизма на дне океанов по составу, разработанной А. Е. Дж. Энгелем и К. Дж. Энгель, а также в соответствии с основными положениями новой глобальной тектоники на значительных глубинах на дне океанов не должно быть субкислых и кислых продуктов подводного вулканизма в виде лав или пирокластов, поскольку дно океанов сложено толеитовыми базальтами. В действительности же дело обстоит несколько иначе. Так, например, М. А. Репечка (1972) сообщает исключительно интересные и важные для нас данные о широком распространении на дне северо-западной части Тихого океана и Японского моря пирокластических продуктов кислого состава, по его мнению, производных подводных вулканов, представленных различного типа вулканическими стеклами, классификация которых с указанием среднего химического состава приведена в табл. 1 (Репечка, 1972, с. 498, табл. 3).

Полные силикатные анализы вулканических стекол северо-западной части дна Тихого океана, также по данным М. А. Репечки, по отдельным станциям отбора проб представлены в табл. 2, а по станциям опробования в Японском море — в табл. 3. Местоположение станций отбора проб для силикатного анализа пирокластов и изучения их другими методами показано на рис. 1 и 2, заимствованных из той же работы М. А. Репечки. В материалах упомянутого исследователя привлекает внимание то об-

Средний химический состав вулканических стекол дна Японского моря и северо-западной части Тихого океана

Стекло	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма
Черное	4	52.78	0.67	14.92	8.85	4.84	0.73	4.32	7.85	3.4	0.98	0.23	2.40	100.16
Темно-серое	5	60.49	0.67	15.68	5.98	2.40	0.33	2.53	5.65	3.79	1.32	0.05	2.45	99.88
Светло-серое (северо-западная часть Тихого океана)	17	67.40	0.39	13.97	3.98	0.43	0.14	1.26	2.93	3.86	2.05	0.098	3.78	99.78
Светло-серое (Японское море)	14	64.35	0.38	15.63	2.68	2.73	0.09	0.85	1.57	5.37	4.27	0.14	2.97	100.04
Вольнопрозрачные макропористые	1	69.60	0.30	12.69	2.42	1.18	0.14	0.60	2.18	4.52	1.52	0.079	4.63	99.86
Вольнопрозрачное крупнопористое (северо-западная часть Тихого океана)	15	69.35	0.32	13.50	2.87	0.83	0.19	0.68	1.92	3.93	3.42	0.07	3.92	99.94
Вольнопрозрачное крупнопористое (Японское море)	12	69.36	0.29	13.05	2.28	1.72	0.13	0.60	1.34	4.12	3.80	0.06	3.15	100.08

стоятельство, что пробы вулканического стекла (3518, 3241, 3106 и др.), в которых количество кремнекислоты больше 70% по весу, отобраны с глубин океана, превышающих 5000—6000 м, — в районе Японского глубоководного жёлоба. Ввиду исключительного интереса, который представляют для нас данные М. А. Репечки, приведем «Заключение» его статьи (1972, с. 504), где он пишет: «Распространение прослоев пирокластического материала в северо-западной части Тихого океана и Японском море как по площади, так и в толще осадков сложное. Однако можно наметить общую закономерность для этих акваторий. В районах, прилегающих к побережью, прослой стекла отсутствуют. На ложе океана и Японского моря прослой распространены локально, в соседних колонках они отсутствуют.

Химический состав пирокластического материала различен в разных районах и в разных прослоях (разрядка моя, — А. П.) одних и тех же колонок. В одной колонке встречаются андезито-базальтовое стекло, щелочные разновидности и нормальные или известково-щелочные стекла.

Щелочные прослои имеют градиционную текстуру, сходную с текстурой отложений суспензионных потоков, а в некоторых случаях они располагаются над образованиями суспензионных потоков, слагая их верхнюю часть. Скопление наиболее крупных обломков вулканического стекла, наибольшее количество прослоев и их максимальная мощность часто отмечаются в осадочной толще вблизи подводных гор конической формы. Вышеизложенные факты могут быть объяснены на основе представлений об образовании щелочных прослоев в результате извержения подводных вулканов.

На присутствие подводных вулканов в северо-западной части Тихого океана по геоморфологическим данным указывали и Г. Б. Удинцев (1960), Л. К. Затонский и др. (1961). Это хорошо согласуется с предположением С. А. Федотова о существовании современного вулканизма восточнее Курило-Камчатской впадины, основанном на геофизических данных (Федотов, 1966).

На основании имеющегося материала по пирокластическим прослоям трудно выявить возможные конкретные очаги

Таблица 2

Полный силикатный анализ вулканических стекол северо-западной части дна Тихого океана

Номер станции	3530	3518	3495	162	170	3241	3241	3155	3163	3163	3163	3106	3113	3207	3207	3206	3453	3465
Горизонт, см	30—40	34—38	0—40			107—108	232—235	157—160	305—310	312—323	392—397	108—112	48—51	65—68	299—306	72—86	181—203	138—140
Осадки	к	к	к	п	п	к	к	п	к	п	к	к	к	п	п	к	к	к
Стекло	т	в	ч	т	ч	в	ч	в	с	с	в	в	с	в	в	с	с	в
SiO ₂	62.18	73.52	57.26	60.35	47.67	71.62	53.10	65.42	66.06	66.42	69.60	70.84	68.26	65.34	71.16	67.28	69.40	70.28
TiO ₂	0.76	0.21	0.98	0.60	1.45	0.36	1.06	0.4	0.35	0.42	0.30	0.25	0.33	0.35	0.1	0.5	0.33	0.52
Al ₂ O ₃	15.90	13.28	15.97	15.09	14.22	11.93	15.73	14.28	12.95	14.67	12.69	13.10	14.15	15.02	12.15	13.98	14.00	14.04
Fe ₂ O ₃	6.80	1.46	10.0	4.00	9.71	3.44	7.06	3.24	5.30	3.68	2.42	3.04	4.48	3.44	2.64	4.24	2.72	3.04
FeO	—	—	—	3.69	7.09	—	5.50	0.48	0.30	—	1.18	—	—	—	—	—	Her	—
MnO	0.53	—	—	0.07	0.14	0.07	—	0.42	0.14	0.03	0.14	0.05	0.05	0.14	0.07	0.13	Her	0.11
MgO	2.70	0.31	3.15	3.59	4.76	0.81	4.91	0.83	1.86	0.76	1.50	0.55	1.00	0.66	0.36	0.97	0.95	1.13
CaO	4.69	1.44	6.69	7.03	9.03	1.95	9.71	1.55	1.82	1.50	2.18	1.72	2.42	1.82	0.91	2.77	2.53	2.63
Na ₂ O	3.00	3.60	3.96	3.43	2.69	3.80	1.80	4.56	4.40	4.40	4.52	3.30	4.00	4.40	3.61	3.85	3.27	4.00
K ₂ O	1.67	3.40	1.84	0.63	0.35	2.20	0.53	4.04	0.20	4.20	1.52	2.80	2.00	4.07	4.58	2.48	2.34	1.19
P ₂ O ₅	—	0.04	0.27	0.035	0.48	—	0.07	0.075	0.048	0.06	0.079	—	0.06	0.79	0.035	0.065	0.08	—
H ₂ O	1.06	3.14	0.71	1.70	2.18	4.07	0.43	4.53	5.74	4.05	4.63	3.94	2.88	4.50	4.39	4.69	4.99	3.42
Сумма	99.29	100.40	100.83	100.22	99.77	100.25	99.90	99.83	99.97	100.17	99.86	99.58	99.63	99.82	100.01	99.96	100.61	100.36
П а р а м е т р ы п о А. Н. З а в а р и ц к о м у																		
a	9.7	12.6	11.6	8.5	6.7	11.5	4.9	16.3	12.6	16.2	12.3	10.4	11.6	16.1	14.7	12.1	10.8	10.6
c	5.9	1.7	5.0	6.6	6.6	2.2	8.3	1.7	2.2	1.9	2.4	1.9	2.9	2.3	0.8	3.4	3.1	3.2
b	12.2	3.1	16.6	15.7	28.8	4.5	24.0	5.4	8.6	4.6	4.6	5.2	7.0	4.4	3.1	5.2	5.9	6.2
S	72.2	82.6	66.8	69.2	57.9	81.8	62.8	76.6	76.6	77.3	80.7	82.5	78.5	77.2	81.4	79.3	80.2	80.0
t	52.0	39.2	51.6	44.5	54.0	66.8	47.7	69.0	57.5	69.7	71.7	46.4	54.3	74.2	71.2	67.6	39.5	41.4
m	40.0	17.4	29.0	39.5	29.5	30.2	35.8	26.0	37.6	27.3	22.4	17.1	24.1	25.8	20.0	31.0	27.9	30.4
a'	—	43.4	19.5	16.2	16.5	3.0	16.5	5.0	—	—	5.9	36.5	—	—	1.4	1.4	—	—
c'	8.0	—	—	—	—	—	—	—	4.9	3.0	—	—	21.6	—	—	—	32.6	28.2
n	72.2	61.7	76.2	89.0	91.5	72.7	82.8	63.0	78.0	61.0	81.6	63.8	75.4	62.4	54.2	70.0	68.0	83.4
t'	0.8	0.1	1.2	0.7	2.3	0.3	1.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.5	0.2	0.5
n'	48.0	39.2	51.5	21.9	29.7	66.8	25.6	52.0	52.8	69.8	45.5	46.4	54.3	71.0	71.2	67.6	39.5	41.4

Примечание к табл. 2 и 3. Классификация осадков по размеру: п — песок; к — крупный алеврит; м — мелкий алеврит. Разновидность стекол: в — воднопрозрачное; с — светло-серое; т — темно-серое; ч — черное. Анализы выполнены в центральной лаборатории Приморского геологического управления. Аналитики И. А. Комогорова, И. М. Лялыкина, Т. В. Сычева.

Таблица 3

Полный силикатный анализ вулканических стекол дна Японского моря

Номер станции	2598	2601	2601	2601	6567	2649	2649	2675	351	2635	2655	2637
Горизонт, см	20—26	0—9	312—316	327—323	99—106	119—121	186—195	432—435	270—275	105—106	123—125	27—31
Осадки	м	м	к	к	к	м	к	м	п	м	м	к
Стекло	в	вс	в	с	в	с	с	в	в	с	с	в
SiO ₂	69.34	60.56	73.50	68.04	69.26	56.86	65.66	71.64	73.66	67.54	67.44	68.36
TiO ₂	0.45	0.35	0.15	1.10	0.30	0.15	0.45	0.20	0.15	0.55	0.40	0.30
Al ₂ O ₃	12.45	11.42	12.9	11.20	13.36	19.21	14.79	12.45	12.46	13.75	14.01	12.97
Fe ₂ O ₃	2.00	3.26	2.24	5.70	3.84	1.76	4.32	1.59	1.44	2.80	2.38	3.11
FeO	2.48	1.86	Her	—	—	2.44	—	1.29	0.72	2.00	1.62	2.01
MnO	0.02	0.06	»	0.03	0.30	0.25	—	—	—	—	—	0.01
MgO	0.80	0.30	0.40	1.63	0.68	0.53	1.03	0.53	0.33	1.20	0.93	0.53
CaO	1.34	0.80	1.25	2.05	1.48	0.98	1.56	1.43	1.25	3.30	1.25	0.89
Na ₂ O	4.59	5.00	3.50	3.0	4.40	8.52	3.70	3.18	3.54	3.62	4.58	5.36
K ₂ O	4.07	4.63	3.35	2.72	3.11	4.86	3.93	3.28	3.18	1.78	4.30	5.00
P ₂ O ₅	0.013	0.022	0.018	0.026	0.05	0.018	0.088	0.018	0.014	0.11	0.049	0.03
H ₂ O	2.07	2.17	3.46	4.50	3.79	4.02	4.0	4.02	3.66	2.97	3.50	1.76
Сумма	99.62	99.43	100.06	100.65	100.06	99.59	99.53	99.63	100.40	99.62	100.46	100.33
Параметры по А. Н. Заварницкому												
<i>a</i>	15.6	14.8	12.1	10.6	14.2	26.0	14.4	11.7	12.5	10.7	16.3	16.7
<i>c</i>	0.4	—	1.5	2.4	1.8	2.0	2.0	1.18	1.5	4.0	1.4	—
<i>C</i>	—	2.4	—	—	—	0.2	—	—	—	—	—	1.4
<i>b</i>	6.5	5.8	3.3	8.3	5.0	6.3	7.7	4.8	3.4	6.5	5.5	6.3
<i>S</i>	77.5	77.0	83.1	78.7	79.0	67.0	76.1	81.7	82.6	78.8	76.8	75.6
<i>t</i>	61.3	75.0	56.0	57.7	68.5	66.7	48.6	53.5	51.9	66.7	65.5	69.5
<i>m</i>	20.4	9.2	20.0	33.9	23.3	14.5	22.3	18.3	14.8	32.3	28.4	13.7
<i>a'</i>	18.3	15.8	—	—	8.2	18.8	—	—	—	1.0	6.1	16.8
<i>c'</i>	—	—	24.0	8.4	—	—	28.9	28.2	33.3	—	—	—
<i>n</i>	58.3	72.5	61.0	62.3	68.3	73.0	59.0	58.0	62.7	75.3	61.8	67.7
<i>t'</i>	0.5	0.3	0.2	1.2	0.3	0.2	0.5	0.2	0.16	0.6	0.4	0.3
<i>n'</i>	26.5	50.0	28.0	56.7	68.5	24.5	48.6	18.3	33.4	36.6	37.0	40.0

его поступления из-за недостаточного количества геологических станций и непланомерного их распределения. Предварительно можно наметить несколько таких центров. Предположительно один подводный вулкан находится в районе ст. 3251, так как вулканогенные прослои в колонке этой станции наиболее грубые по сравнению с соседними. В районе ст. 3154, 3155, 3156, 3246 и 3248 встречается воднопрозрачное стекло, источником которого могут быть подводные горы, расположенные на возвышенности Шатского. Стан-

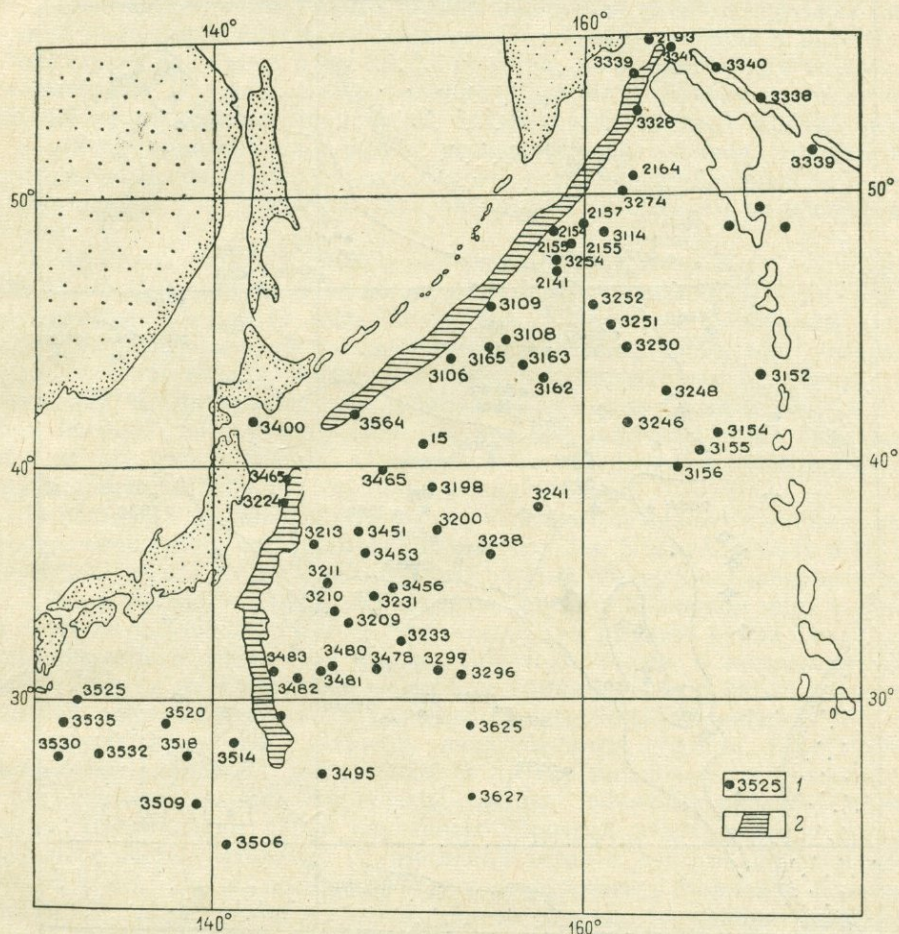


Рис. 1. Расположение станций отбора проб вулканических стекол в северо-западной части Тихого океана (Репечка, 1972).

1 — станции, где встречены прослои вулканических стекол; 2 — глубоководные желоба.

ция 3246 с пепловыми прослоями расположена в 40 милях северо-западнее подводной горы с минимальной глубиной над вершиной 3836 м. Другой подводный вулкан, возможно, находится вблизи ст. 3163. В этой колонке более грубый материал и сравнительно мощные прослои по сравнению с соседними. В районе ст. 3207 наиболее вероятным источником, поставляющим воднопрозрачное стекло щелочного характера, возможно, является подводная гора Исакова с минимальной глубиной над вершиной 1409 м. В Японском море ст. 5899 с пепловыми прослоями расположена на 15 миль северо-восточнее от возможной подводной горы-вулкана, относительная высота которой 550 м, а глубина моря над вершиной — 2700 м. Аналогичные подводные вершины наблюдаются в непосредственной близости у ст. 2675, 150 и 5932. Горы имеют коническую форму, их вершины располагаются ниже уровня моря на 1000—2500 м.

Изложенные факты свидетельствуют о широком разнообразии вещественного состава вулканогенного материала в донных отложениях Японского моря и в северо-западной части Тихого океана. Сказать что-либо определенное о механизме подводных извержений, в результате которых образовались описанные выше прослой, пока трудно. Еще менее известно о происхождении исходного вещества магмы этих извержений».

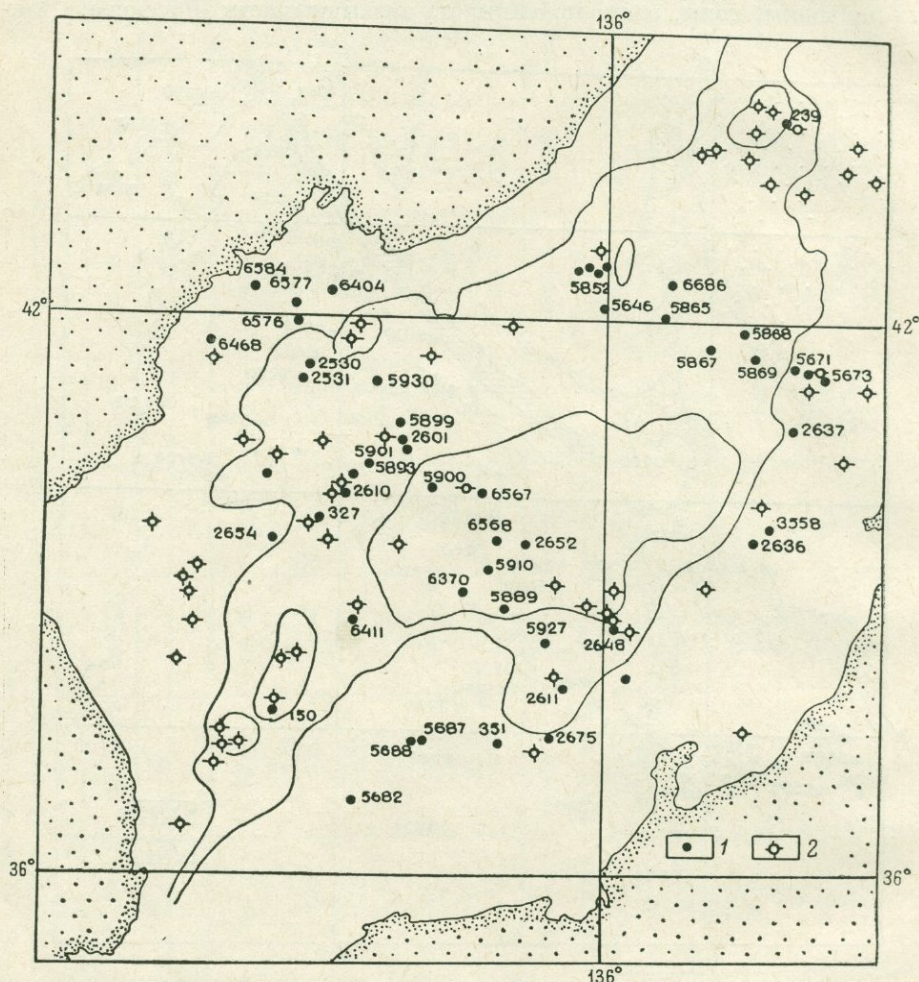


Рис. 2. Расположение станций отбора проб вулканических стекол в Японском море (Репечка, 1972).

1 — станции, где встречены прослой вулканических стекол; 2 — отдельные подводные горы.

О механизме глубоководных извержений эксплозивного типа опубликована специальная статья В. И. Чайникова (1974), которая написана на основе того же материала, что и М. А. Репечки. Мощность пепловых прослоев, по данным В. И. Чайникова, в упомянутых районах достигает 15—20 см.

С нашей точки зрения, не менее правдоподобным может быть и другое предположение, а именно, что пепловые прослой в донных отложениях Японского моря и Тихого океана, описанные М. А. Репечкой, формировались в субаэральных условиях и в какой-то промежуток четвертичного периода были погружены на современные глубины в связи с общим погружением земной поверхности.

Все разнообразие изученных им вулканических стекол М. А. Репечка разделяет по средним химическим составам и окраске на семь групп.

Содержания основных окислов в этих типах стекол приведены в табл. 1.

Согласно мнению автора рассматриваемого исследования (Репечка, 1972, с. 494), «по химическому составу черное стекло соответствует базальту и андезито-базальту, темно-серое — андезиту, светло-серое — дациту или трахиту, воднопрозрачное мелкопористое — риолит-дациту, воднопрозрачное крупнопористое — риолиту или трахилипариту». И далее М. А. Репечка с удивлением отмечает: «Нахождение кислых стекол в глубоководной части Тихого океана необычное явление, так как здесь земная кора имеет океанический тип». Подобное удивление в литературе высказывает не только один М. А. Репечка, но и многие другие геологи и океанологи. Это показывает, насколько догмат о существовании особого океанического типа земной коры базальтового состава прочно вошел в сознание определенного круга исследователей океанов. Подвергнуть критическому пересмотру саму основу этого представления о составе коры океанов уже считается едва ли не посягательством на абсолютную истину.

У автора настоящей работы большой интерес вызвал другой описанный М. А. Репечкой факт — наличие на больших глубинах на дне океана крупнопористых стекол кислого состава. По мнению некоторых американских исследователей (см. например: Schreiber, 1969), макропористые вулканические стекла образуются либо в субаэральных условиях, либо под водой, но на небольших глубинах и уж никак не на глубинах в тысячи метров, где огромное гидростатическое давление резко сокращает, если не исключает совсем, возможность возникновения пузыристых или крупнопористых лав или вулканических стекол.

О находках на дне Японского моря обломков кислых вулканических и осадочных пород пишут японские геологи Дж. Исии, С. Окада и И. Номура (Ishii et al., 1973); они сообщают об этих породах следующие данные (р. 340): «Образцы со дна были подняты драгой в Японском море к западу от берегов о. Хоккайдо в процессе нескольких круизов судна Токийского университета в 1968—1971 годах. Образцы гравия в количестве 2500 были подняты из 8 местонахождений на банке Мусаси и около нее и подверглись литологическому и седиментологическому изучению.

Андезиты, дациты, риолиты, пропилитовые туфы и туфобрекчии, песчаники, сланцы, горнблендиты и другие породы были установлены в результате изучения. Эти породы сходны с породами региона Зеленых туфов. Преобладают среди изученных образцов вулканические породы. Особенно часты угловатые обломки андезитов и дацитов с поверхности дна от 140 до 160 м, которая может соответствовать вюрмской береговой линии. В целом гравий в слабой степени окатан, это говорит о том, что он не представляет собой флювиальные образования. Таким образом, основание банки Мусаси сложено третичными вулканическими и пирокластическими породами, а не нормальными осадочными, как предполагали раньше».

В 1975 г. У. Дж. Людвиг и др. (Ludwig et al., 1975) описали со дна моря, с подводного хребта Ямато, расположенного в средней части моря, также образцы гранитов.

Участниками другой экспедиции того же Токийского университета на двух станциях, расположенных над подводными горами к западу от Торисима (Япония), — ст. 4 (31°05' с. ш. и 138°56' в. д.) и ст. 5 (29°20' с. ш., 139°50' в. д.) — драгами были подняты образцы дацитов с биотитом и роговой обманкой, пироксеновых андезитов, а также пемзы андезитового состава, которые были описаны в 1972 г. Н. Соно (Shono, 1972).

Не менее интересные сведения приводятся в работе И. О. Мурдмаа, П. Л. Безрукова, Н. Л. Зенкевича, Н. Г. Прокопцева и М. А. Репечки (1969) об извержении подводного вулкана Метис в архипелаге Тонга, происшедшего 11 декабря 1967 г. В составе продуктов извержения авторы описывают пемзу, состоящую из бесцветного вулканического стекла

с вкрапленниками плагиоклаза, гиперстена и авгита (с. 1150). По их данным, образцы пемзы сходного состава были добыты Ч. А. Лундквистом с поверхности мели (глубина 1.5 м). При помощи электронно-лучевого микроанализатора в составе стекла (показатель преломления его около 1.502) были определены (в %): SiO_2 — 72.0, TiO_2 — 0.3, Al_2O_3 — 13.7, Fe_2O_3 — 3.4, MgO — 1.1, CaO — 3.4, Na_2O — 2.7, K_2O — 2.1. Судя по содержанию кремнезема, это соответствует составу риолитов. По общепризнанному мнению архипелаг Тонга представляет собой островную дугу, однако эта дуга расположена во внутренней части Тихого океана,

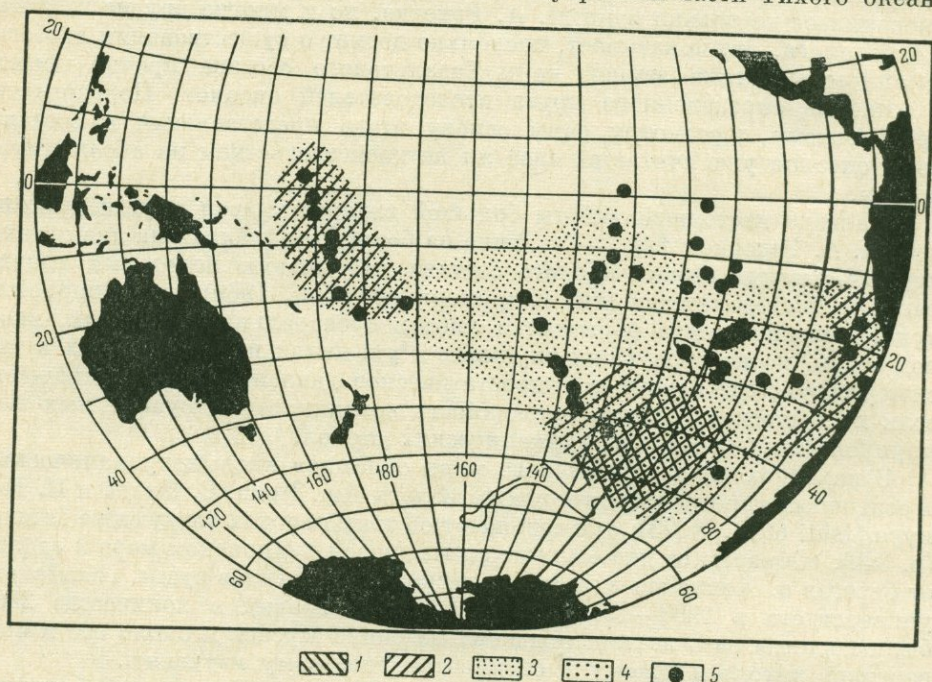


Рис. 3. Распространение обломков полевых шпатов в пелагических осадках южной части Тихого океана (Peterson, Goldberg, 1962).
 1 — санидин-анортит; 2 — андезин-олигоклаз; 3 — лабрадор-андезин; 4 — битовинит-анортит; 5 — предполагаемые подводные вулканы.

на расстоянии около 3500 км от берегов Азии и Австралии и около 6300 км от берега Южной Америки; глубины океана в районе архипелага Тонга превышают 5000 м.

Наличие кислых вулканических пород и стекол зафиксировано на дне Тихого океана и в ряде других районов его акватории. В частности, авторы краткой предварительной информации о научных результатах 21-го рейса «Гломара Челленджера» (Deep-Sea... 1972) описывают находки прослоев стекол риолитового состава и риолитов на дне Тасманова и Кораллового морей; риолитовые стекла в виде осколков отмечены в пяти пробуренных здесь глубоководных скважинах 204, 206, 208, 209 и 210, а скв. 207 пересечена толща кислых вулканитов мощностью около 150 м. Эта скважина расположена на южном склоне поднятия Лорд-Хау, где глубина океана определена в 1389 м; несмотря на это, авторы отчета (р. 16) пишут: «Скважина 207 на южном склоне поднятия Лорд-Хау опробовала 309 м — от позднего плейстоцена до отложений по крайней мере самого позднего мела, перекрывающих фаунистически не охарактеризованные аргиллиты и перлитовые стекловатые риолиты, которые, возможно, являются субаэральными потоками».

Последнее допущение авторов о наземном происхождении риолитов нам кажется вполне реальным, хотя в свою очередь заставляет предполо-

жить погружение земной поверхности с конца позднего мела как минимум на 1400 м.

Находки кислых вулканитов в этом районе океана подтверждают также авторы информации о 30-м рейсе «Гломара Челленджера» (скв. 285 и др.).

Характеризуя области распространения кислых вулканических пород в глубоких частях Тихого океана, нельзя не упомянуть и о М. Н. А. Петерсоне и Е. Д. Гольдберге (Peterson, Goldberg, 1962), которые в пелагических осадках южной части Тихого океана выделяют площади распространения калинатровых полевых шпатов — анортклаза и санидина, а также андезина и олигоклаза, являющихся, по мнению авторов исследования, дериватами кислых и субкислых вулканических пород, лавы которых изливались на дне этой части океана.

Площади распространения упомянутых полевых шпатов показаны на рис. 3.

Более обстоятельную и обновленную информацию о кислых породах, поднятых со дна восточной части Тихого океана, на основе ревизии старых коллекций приводят Е. Бонатти и Дж. Аррениус (Bonatti, Arrhenius, 1970, р. 445—462). Заново микроскопически изучив коллекции кислых пород, собранных на дне восточной части Тихого океана экспедицией на корабле «Челленджер» в 1873—1876 гг. и описанных в 1891 г. Дж. Мерреем и А. Ф. Ренардом (Murray, Renard, 1891), они дают этим образцам следующую характеристику.

«На ст. 285 с координатами $32^{\circ}36'$ ю. ш. и $137^{\circ}43'$ з. д. с глубины 4350 м были подняты обломки выветрелого базальта, вулканического стекла и роговообманкового андезита, образующие ядра конкреций окиси марганца; угловатые гальки базальта или „авгитового андезита“ и закругленные обломки гранита или кластических пород, состоящих из кварца, полуразложившегося полевого шпата и слюды (аркозы).

При современном изучении этого материала в шлифах из галек диаметром 1—2 см было установлено, что порода является риолитом с фенокристаллами олигоклаза, санидина и кварца в стекловатой основной массе с флюидалной структурой. Магнетит и хлоритизированный биотит присутствуют в подчиненном количестве. Случаи наличия ксенолитов, описанных Мерреем и Ренардом как аркозы, подтвердились.

На ст. 286 с координатами $33^{\circ}28'$ ю. ш. и $133^{\circ}28'$ з. д. с глубины 4277 м был поднят валун гранита размером $7.5 \times 5 \times 1.2$ см. Изучение (Е. Бонатти и Дж. Аррениус, — А. П.) этого образца подтвердило первоначальное заключение: преобладающий полевой шпат оказался микроклиномикропертитом; в подчиненном количестве развит плагиоклаз состава 25—30% анортита. . . мусковит довольно обычен, часто в виде включений в полевом шпате; биотит является основным темноцветным компонентом. Образец имеет округленную форму с гладкой поверхностью, слегка покрытой окислами железа.

На ст. 287 с координатами $36^{\circ}32'$ ю. ш. и $132^{\circ}52'$ з. д. с глубины 4395 м Меррей и Ренард описали санидин, плагиоклаз, авгит, магнетит и обломки вулканического стекла и пород.

На ст. 289 с координатами $39^{\circ}41'$ ю. ш. и $131^{\circ}23'$ з. д. с глубины 2550 м они определили породу, содержащую выветрелый плагиоклаз, авгит, замещенный хлоритом, кварц, эпидот и биотит.

На ст. 292 с координатами $38^{\circ}43'$ ю. ш. и $112^{\circ}31'$ з. д. с глубины 2810 м Меррей и Ренард установили наличие плагиоклаза, санидина, авгита, ромбического пироксена, магнетита и измененного стекла и палагонита.

Со ст. 293 с координатами $39^{\circ}04'$ ю. ш. и $105^{\circ}05'$ з. д. с глубины 3690 м был определен санидин, плагиоклаз, авгит, выветрелый оливин, вулканическое стекло, магнетит и глыбы „авгитового андезита“.

Со ст. 294 с координатами $39^{\circ}22'$ ю. ш. и $105^{\circ}05'$ з. д. с глубины 2270 м доставлены идиоморфные бипирамидальные вулканические кристаллы кварца в осадке.

Со ст. 295 с координатами $38^{\circ}07'$ ю. ш. и $94^{\circ}04'$ з. д. с глубины 2750 м подняты многочисленные обломки пород размером 1—5 мм, часть которых представляет собой „авгитовый андезит“.

Из коллекции образцов экспедиции Карнеги, описанных Ревеллом (Revelle, 1944), Бонатти и Аррениусом определены:

В обр. 19 из пункта с координатами $31^{\circ}28'$ ю. ш. и $101^{\circ}04'$ з. д. с глубины 2851 м куски пемзы кислого состава.

В обр. 22 из пункта с координатами $39^{\circ}51'$ ю. ш. и $101^{\circ}04'$ з. д. Ревелл описал магнетит, плагиоклаз, базальтическую роговую обманку и осколки кислого стекла с показателем преломления 1.50.

В обр. 23 из пункта с координатами $40^{\circ}24'$ ю. ш. и $97^{\circ}33'$ з. д. с глубины 4000 м Ревелл описал пузыристую (пористую) пемзу, полуокатанные полированные зерна кварца, куски мелкозернистого слюдястого сланца и обломки вулканического стекла кислого состава.

В обр. 27 из пункта с координатами $31^{\circ}54'$ ю. ш. и $88^{\circ}17'$ з. д. с глубины 3879 м Ревелл установил вулканическое стекло кислого состава внутри конкреции окиси марганца.

На ст. Даунвинд BD9 с координатами $16^{\circ}00'$ ю. ш. и $77^{\circ}10'$ з. д. с глубины 1940 м (хр. Наска) Рюгг в 1962 г. описал гранитоиды аляскитового типа, поднятые при драгировании. Наша проверка показала, что порода состоит из таких минералов как кварц, микропертит, ортоклаз, некоторого количества андезина (приблизительно 34% An) и следов хлоритизированной слюды.

Обр. 25-2 с Чилийского поднятия из пункта с координатами $42^{\circ}04'$ ю. ш. и $81^{\circ}59'$ з. д. корабельным лагом были подняты гранитоидные породы. Наши исследования подтвердили правильность определения пород этого драгирования».

На основании проведенных исследований Е. Бонатти и Дж. Аррениус (Bonatti, Arrhenius, 1970, p. 462) приходят к следующему выводу: «Кислые и среднего состава изверженные породы обнаружены в пределах обширного региона с центром на Восточно-Тихоокеанском поднятии и распространены к востоку и западу от него. Северная граница этой провинции пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие в районе разломной зоны о. Пасхи, между которыми может существовать генетическая связь. Одно из возможных объяснений регионального распространения кислых пород в юго-восточной части Тихого океана — отличие в динамике выжимания из мантии продуктов сепарации по сравнению с другими участками системы поднятий».

Феноменальное явление Тихого океана — существование в его юго-восточной части, приблизительно в 2850 км от побережья Чили, о. Пасхи. Особенность этого острова состоит в том, что продукты неоген-четвертичной вулканической деятельности здесь представлены кислыми и щелочными или ультращелочными вулканическими стеклами, или, как их называет автор петрографического описания М. К. Бэнди (Bandy, 1937), обсидианами, очень близкими по содержанию кремнекислоты к тем, которые были охарактеризованы М. А. Репечкой из северо-западной части Тихого океана и Японского моря (табл. 1—3).

Сведения о составе вулканических пород о. Пасхи и основных чертах его геологии имеются в работах М. К. Бэнди (Bandy, 1937) — о геологии и петрологии о. Пасхи, Дж. Е. Оливера и соавторов (Oliver et al., 1955) — о структуре земной коры и дисперсии поверхностных волн в юго-восточной части Тихого океана, К. Патерсона и Б. Даффилда (Patterson, Duffield, 1963) — об изотопном составе свинца в риолитах о. Пасхи, П. Е. Бейкера (Baker, 1967a) — о предварительных результатах современных исследований на о. Пасхи.

Т а б л и ц а 4

Химический состав пород о. Пасхи

Окислы, вес. %	a	b	c	I	Ia	Ib	2	e
SiO ₂	74.22	72.86	72.74	72.51	74.24	72.32	71.92	66.58
TiO ₂	0.09	0.19	0.28	0.21	0.18	0.21	0.28	0.42
Al ₂ O ₃	12.25	13.48	9.14	13.35	13.44	13.34	13.59	14.55
Fe ₂ O ₃	0.40	2.34	2.79	1.35	0.08	1.49	0.51	3.72
FeO	2.52	0.81	0.80	1.99	2.16	1.97	2.71	0.77
MgO	Сле- ды	0.06	0.10	0.16	0.16	0.16	0.07	Следы
MnO	0.06	0.03	0.05	—	—	—	0.11	0.06
CaO	0.98	0.36	0.94	0.47	0.54	0.46	1.08	0.96
Na ₂ O	5.21	5.44	4.42	4.81	5.81	4.70	5.93	5.93
K ₂ O	3.81	3.46	2.82	4.48	2.79	4.66	3.37	3.92
H ₂ O ⁺	0.16	0.60	2.72	—	—	—	0.11	0.75
H ₂ O ⁻	0.67	0.86	2.33	0.47	0.34	0.48	0.18	1.69
P ₂ O ₅	Сле- ды	—	1.11	—	—	—	—	Следы
S	—	—	—	0.05	—	0.06	—	—
Сумма	100.34	100.49	100.24	99.85	99.74	99.85	99.86	99.93

Примечание. а — ультращелочной полосатый обсидиан Rapo Kao; б, с — ультращелочной полосатый риолитоид Notiu Nui; I — обсидиан Rapo Kao; Ia — сферолиты в обсидиане Rapo Kao; Ib — обсидиан без сферолитов; 2 — риолитовый обсидиан; e — ультращелочной полосатый риолитоид из статуй.

Наиболее ценный материал о составе обсидианов о. Пасхи приведен в работе М. К. Бэнди (Bandy, 1937; см. наст. изд., табл. 4).

Более современные данные о химическом составе обсидианов о. Пасхи по материалам Д. К. Бейли и Р. Макдональда (Bailey, McDonald, 1970) приведены в табл. 5.

Чтобы дать какое-то объяснение развитию на о. Пасхи кислых и ультращелочных обсидианов, Дж. Оливер с соавторами (Oliver et al., 1955, p. 913) вынуждены были записать: «Поднятие „Альбатрос“, на котором расположен о. Пасхи, аномально и, возможно, представляет собой ответвление земной коры континентального типа». Такое предположение оказалось необходимым из-за того, что о. Пасхи расположен в 2850 км от берегов Чили, где глубина океана изменяется от 4000 до 5000 м и где соответственно земная кора должна быть типично океанической.

Одной из специфических особенностей Тихого океана, по общепринятому мнению, является наличие в нем так называемой андезитовой линии, установленной П. Маршаллом еще в начале нашего века (Marshall, 1909, 1911).

Эта линия представляет собой пояс вулканов, обрамляющий Тихий океан со стороны Азии и обеих Америк. Название «андезитовая линия» этот пояс получил в связи с тем, что расположенные на островных дугах в его пределах вулканы изливают, согласно принятому мнению,

Т а б л и ц а 5
Химический состав обсидианов о. Пасхи

Окислы, вес. %	4	5	6
SiO ₂	72.3	72.6	72.7
ZrO ₂	0.11	0.14	0.14
TiO ₂	0.21	0.20	0.20
Al ₂ O ₃	13.18	12.78	12.87
Fe ₂ O ₃	0.82	0.88	0.86
FeO	2.25	2.02	2.06
MnO	0.08	0.08	0.07
MgO	0.01	0.01	0.01
CaO	0.84	0.69	0.62
Na ₂ O	5.83	5.77	5.76
K ₂ O	3.78	3.84	3.89
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01
H ₂ O ⁺	0.22	0.31	0.21
H ₂ O ⁻	—	—	—
F	0.18	0.19	0.18
Cl	0.20	0.21	0.20
Сумма	100.02	99.74	99.84

Примечание. 4 — Motu Iti; 5 — Rapo Kao; 6 — Cero Orito.

андезитовые или близкие к ним по химическому составу лавы. Одновременно принято считать, что «андезитовая линия» является границей континентального (по периферии океана) и океанического или некоего промежуточного (во внутренней части океана) типов земной коры.

В действительности и состав, и структура коры во внутренней части Тихоокеанской впадины далеки от той простой модели растекающегося базальтового дна, которая предусматривается гипотезой новой глобальной тектоники. Г. У. Менард (1966, с. 46) так характеризует основные черты морфологии дна и земную кору внутренней части океана, оконтуренной «андезитовой линией»: «Огромная впадина океана кажется однородной, если ее сравнивать с чем-то существенно отличным, например с континентами. Однако рассматривая ее вне этого сравнения, нетрудно выделить районы, сильно отличающиеся один от другого по геологическим и геофизическим признакам. В Тихом океане практически не существует обширных областей с плоским дном, однообразной по толщине корой и нормальными значениями теплового потока. Здесь нет и элементов, которые можно было бы отнести к совершенно ненарушенной коре океанического типа. Отдельные районы, однако, менее сложны и изменчивы, чем другие, и попытка выявить наиболее „нормальные“ для Тихого океана пространства, ближе всего стоящие к так называемой „первичной“ коре, была бы весьма полезной».

Какова же в действительности доля участия андезитовых и более кислых лав и их глубинных эквивалентов в строении островов внутренней, оконтуренной «андезитовой линией», части океанской впадины и в связи с этим каково значение андезитовой линии как границы континентального и океанического типов земной коры?

Продукты вулканизма островов внутренней части Тихого океана

Проявление андезитового вулканизма далеко не ограничивается островными дугами, опоясывающими впадину Тихого океана. Неоген-четвертичные лавы и пирокласты андезитового, трахитового и еще более кислого состава широко распространены и на островах внутренней части океана, ограниченной «андезитовой линией». Приведем некоторые примеры.

Гавайские острова. Наиболее подробно описал гавайские лавы Г. А. Макдональд (Macdonald, 1949), выделив среди них пикритовые и толеитовые базальты, андезиновые андезиты, олигоклазовые андезиты, нефелиновые базальты, трахиты, а из глубинных пород — габбро.

Восточные Каролинские острова. К восточным Каролинским островам относятся о-ва Трук, Понапе, Кусаие и Моен, расположенные в восточной части группы Каролинских островов, находящейся уже за «андезитовой линией», во внутренней части океана. Породы, слагающие эти острова, охарактеризованы в работах: Дж. Бриджа (Bridge, 1948) — о ревизии старых данных, касающихся наличия на о. Трук метаморфических сланцев, К. Яги (Yagi, 1960) — по петрохимии щелочных пород о. Понапе, Дж. Т. Старка и Р. Л. Хэя (Stark, Hay, 1963) — по геологии и петрографии вулканических пород на о. Трук. — Породы, принимавшиеся ранее за метаморфические, Дж. Бридж определяет как плитчатые или слоистые, но молодые трахиты. К. Яги указывает, что на о. Понапе из вулканических пород развиты оливиновые и нефелиновые базальты, трахиандезиты и трахиты. Дж. Т. Старк и Р. Л. Хэй отмечают на о. Трук потоки лав андезитов.

Маркизские острова. Сведения по геологии островов и петрологии слагающих их пород имеются в статье Л. Дж. Чабба (Chubb, 1930), который отмечает распространение на островах андезитов, фонолитов, трахитов, а Т. Барта (Barth, 1931) — также и риолитов.

Острова Эллис. Г. А. Макдональд (Macdonald, 1945) указывает, что на этих островах им установлены только олигоклазовые андезиты.

Острова Западные Самоа. По данным Г. А. Макдональда (Macdonald, 1944), на островах преобладают оливковые и пикритовые базальты, однако в восточной части архипелага распространены также андезиновые и олигоклазовые андезиты и трахиты. Д. Кер и Л. Вуд (Kear, Wood, 1959) среди лав вулканов на о-вах Савайи, Уполу-Фагалои, Салани, Мулифауна, Лефага, Пусь-Пуа и Аопо установили трахиандезиты, роговообманковые андезиты и стекловатые туфы трахитов. Возраст перечисленных лав в работе Д. Кера (Kear, 1967) определяется в диапазоне от позднего плиоцена до среднего плейстоцена.

Острова Восточные Самоа. Сведения о составе вулканических пород островов Восточные Самоа имеются в работе Г. А. Макдональда (McDonald, 1968), согласно которым кислые плиоценовые и раннеплейстоценовые вулканиты о. Тутуила представлены серией кварцевых трахитов, ассоциирующих с трахитовыми куполами, а на о. Уейху они принадлежат к риодацитам.

Острова Кука. На о. Раротонга вулканические породы, по данным Л. Б. Вуда (Wood, 1967), разделяются на две основные возрастные группы: более древнюю базальтовую, относящуюся по возрасту к позднему плиоцену, и группу позднеплиоцен-раннеплейстоценовых фанолитовых лав. На о. Аитутаки установлены основные щелочные базальты, фанолиты и трахиты.

Острова Общества. Сведения о составе пород островов имеются только в старых работах А. Лукруа (Lacroix, 1904, 1910) — о щелочных породах о. Таити — и П. Маршалла (Marshall, 1911) — по геологии островов Океании. П. Маршалл, лично посетивший некоторые острова этой группы, упоминает о коренных выходах гранитов на о. Маупити, за которые были приняты, вероятно, какие-то несколько более основные глубинные гранитоиды типа описываемых ниже граносиенитов, изученных Ж. Нуже на островах архипелага Кергелен в Индийском океане. А. Лукруа в обеих упомянутых работах отмечает также в коренном залегании нефелиновые сиениты. В более поздней работе Е. Джеремине и А. Сандреа (Jeremine, Sandra, 1960) пишут о том, что о. Таити сложен в основном вулканическими породами и только в глубоких долинах местами обнажаются сиениты и тералиты, а также дайки нефелиновых сиенитов, рассекающие лавы базальтоидных пород.

Острова Табуаи. Е. Джеремине (Jeremine, 1959) отмечает распространение в восточной части о. Райвава фанолитовых трахитов, фанолитов и андезитов, а в западной — базальтов, анкармитов и базальтоидов.

Галапагосские острова. Описание пород, а также основных черт геологии и развития вулканизма островов группы Галапагос приводится в значительном числе работ. Для наших целей наибольший интерес представляет работа Х. С. Вашингтона и М. Г. Кейса (Washington, Keyes, 1927), где авторы отмечают, что острова группы Галапагос сложены преимущественно андезитовыми базальтами и соответствующего состава туфами, которые позднее были метаморфизованы и деформированы так, что их толщи приобрели линейную вытянутость, т. е. простираение и падение. Наряду с андезитовыми базальтами на островах распространены также трахиты, андезиты и риолиты. Ч. У. Чистермен (Chesterman, 1963), микроскопически изучивший образцы пород, собранных на Галапагосских островах предыдущими исследователями, с конца прошлого века до 1960 г. включительно, установил среди них, помимо упомянутых пород, также мраморизованные известняки, туфогеновые песчаники, туфобрекчии основного состава и др.

Архипелаг Ревилья-Хихедо. Этот архипелаг, расположенный к югу от п-ова Байя (Калифорния) и к западу от побережья Мексики, состоит из ряда более мелких групп островов, разбросанных в виде субширотной полосы на расстоянии более 900 км от берегов Мексики. Это группы скал и подводная гора Алижос, о-ва Сан-Бенедикто, Рока-Партида, Сокорро, Кларьон и др.

1. Скалы и подводная гора Алижос. Скалы и подводная гора Алижос расположены в районе с координатами $15^{\circ}18'$ с. ш. и $110^{\circ}55'$ з. д. А. Ф. Ричардс (Richards, 1958) пишет, что со склона подводной горы Алижос были подняты драгированием куски лав андезитовых андезитов с порфировой структурой.

2. Остров Рока-Партида. В другой работе А. Ф. Ричардса (Richards, 1964) отмечается распространение на острове трахиандезитов, близких по химическому составу к базальт-натрово-риолитовым ассоциациям, установленным на трех других островах группы Ревилья-Хихедо.

3. Остров Сокорро. По данным У. Б. Брайана (Bryan, 1964, 1966), на о. Сокорро распространены две группы пород, различные по химическому составу: первая — базальты и трахибазальты с содержанием кремнезема от 46.96 до 51.82% и вторая — трахиты, комендиты, пантеллериты, в которых содержание кремнекислоты колеблется от 63.82 до 68.91%.

4. Остров Кларьон. Расположен в самой западной части архипелага Ревилья-Хихедо, приблизительно в 1100 км от побережья Мексики, на глубине около 4000 м, далеко за «андезитовой линией». У. Б. Брайан (Bryan, 1964) в 5 образцах, взятых на острове, по химическому составу определил базальты и трахибазальты с содержанием кремнекислоты от 47.89 до 51.67%, в одном образце установлен трахиандезит с содержанием кремнекислоты 53.17%, а в другом — трахит (содержание SiO_2 равно 58.56%).

И. В. Лучицкий (1973, с. 28) отмечает распространение на островах архипелага Ревилья-Хихедо также натровых риолитов со средним содержанием кремнезема 69.0%.

Остров Клиппертон. Расположен в 2720 км к западу от побережья Коста-Рики, приблизительно на параллели 11° с. ш. В 30—40 км к северу от острова располагается небольшая по площади впадина глубиной 5486 м. Самые краткие сведения о вулканических породах, встреченных на острове (атолле), имеются в работах А. Г. Обермюллера (Obermüller, 1959a, 1959b), который во второй статье пишет, что в юго-восточной части атолла встречаются коренные выходы трахитовой лавы типа Пеле (обсидиана волокнистой текстуры, — А. П.).

Архипелаг Хуан-Фернандес. Острова этого архипелага расположены приблизительно в 400 милях к западу от побережья Чили, в районе Вальпараисо. На одном из островов архипелага — Александр-Селькирк — П. Е. Бейкер (Baker, 1967b) отмечает распространение кислых пород — натровых трахитов.

Фактические данные о распространении андезитов, более кислых, а также щелочных пород на островах внутренней части Тихого океана мы привели для того, чтобы показать условность понятия «андезитовая линия» и ее значения как структурной границы между континентальным и океаническим типами земной коры.

Продукты неоген-четвертичного вулканизма островных дуг Тихого океана

По составу извергаемых продуктов все вулканы островных дуг вокруг Тихого океана могут быть условно разделены на три группы: 1) вулканы, изливающие лавы базальтового или близкого состава, со-

проводимые пирокластами соответствующего состава; 2) вулканы с преимущественно андезитовым или более кислым составом лав и эквивалентным составом пирокластических продуктов; 3) вулканы, состав лав которых изменялся в течение относительно коротких в геологическом смысле промежутков времени от основного (базальтового) до субкислого или кислого (дациты, риолиты).

Регионы, в которых проявляется вулканизм островных дуг, а также число вулканов упомянутых групп в каждом регионе показано в табл. 6, составленной по каталогу действующих вулканов мира (Catalogue... , 1951—1962).

Т а б л и ц а 6

Активные вулканы вокруг Тихого океана

Островная дуга или район	Общее число вулканов	Вулканы с базальтовыми лавами	Вулканы с андезитовыми или более кислыми лавами	Вулканы с лавами, периодически менявшими состав
Камчатка	48	3	17	28
Индонезия	92	5	53	34
Филиппины	22	7	9	6
Западный пояс США	11	2	4	5
Япония	64	5	43	16
Тонга, Кермадек, Самоа	10	2	6	2
Центральная Америка	57	23	29	5
Всего	304	47	161	96

Таким образом, по всем представленным в табл. 6 регионам вулканы, изливающие базальтовые лавы, составляют около 21.4%, вулканы с андезитовыми и более кислыми лавами — 51.0% и вулканы с лавами, периодически изменявшими состав от базальтовых до кислых, — 27.6%. Именно в этой группе вулканов периодически имел место процесс гомогенизации магмы, обратный процессу дифференциации. Можно привести также довольно многочисленные примеры, когда среди двух расположенных по соседству вулканов одного и того же региона в одном изливаются базальтовые лавы, в другом в то же время — андезитовые или более кислые. Одним из таких примеров являются вулканы вулканической зоны Фуджи, расположенной в Тихом океане к югу от п-ова Идзу (Япония). Здесь на о-вах Сима, Мияке, Микура, по данным Е. Фостера и А. К. Мэсона (Foster, Mason, 1955), вулканы в 1950 и 1951 гг. изливали базальтовые лавы, а на соседней группе островов, расположенной всего лишь в 3—15 км к юго-западу, — на о-вах Ниидзима, Сикине, Кодзу — вулканические конусы сложены дацитами и риолитами (рис. 4). Такого типа явления имеют место и в других районах развития неогенового, четвертичного и современного вулканизма, как на океанических островах и островных дугах, так и на континентах.

О разнообразии состава лав современных вулканов Курильских островов пишет Е. К. Мархинин (1967, с. 134): «Из 374 отобранных химических анализов наиболее свежих вулканических пород Курильских островов на долю базальтов приходится 71, или 19%, на долю андезито-базальтов — 108, или 28.9%, на долю андезитов — 134, или 35.8%, на долю андезито-дацитов — 49, или 13.1%, на долю риолито-дацитов и риолитов — 12, или 3.2%».

Об одновременном излиянии разнообразных по составу лав четвертичных вулканов Камчатки пишет Э. Н. Эрлих (1966). По его мнению, «при общем циклическом ходе развития вулканизма в тектонически стабильных условиях на отдельных участках очаги кислого вулканизма в преде-

лах вулкано-тектонических депрессий могут продолжать существовать, в то время как другие участки вулканических зон захвачены массовыми излияниями, связанными с началом нового цикла. Подобной асинхронностью развития вулканических циклов объясняется развитие в райо-

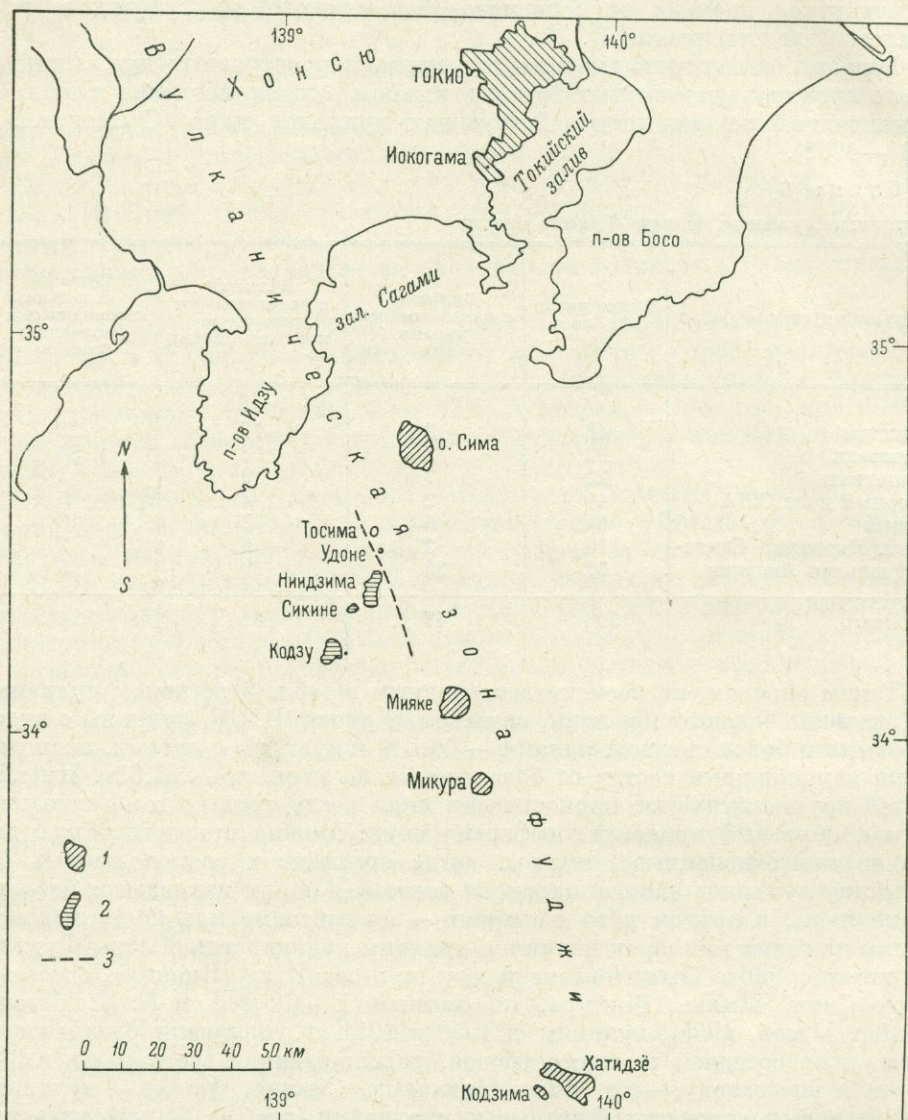


Рис. 4. Схематическая карта вулканического пояса о. Сима и окрестностей (Foster, Mason, 1955).

1 — острова с вулканами, изливающими лавы базальтового состава; 2 — острова с вулканами, изливающими лавы дацитового и риолитового состава; 3 — граница между первой и второй группами островов.

нах современного вулканизма аппаратов, дающих базальтовые и андезит-базальтовые лавы, и вулканов, продукты извержений которых отвечают дацитам и липаритам».

Все три упомянутых района расположения вулканов, извергающих одновременно лавы и основного (базальтового), и кислого (дацит-липаритового) состава (вулканическая зона Фуджи, Курильские острова и Камчатка), относятся к островным дугам. Однако, как будет показано ниже, и на континентах — в Азии и в Африке — имеются подобные же примеры.

Совершенно особый интерес для обсуждения проблемы петрографического состава и общей слоистой структуры земной коры под океанами представляет вулканический пояс западного побережья Северной и Южной Америки, который по своей тектонической структуре, так же как и вулканические пояса п-ова Камчатки, является типичной островной дугой, расположенной, как и камчатские пояса, на окраине континентов. Земная кора в пределах пояса, однако, особенно на территориях Боливии, Перу и Чили, а также в горах Кламат в Калифорнии, имеет резко выраженный континентальный тип. Ю. М. Пушаровский и И. В. Архипов, посетившие в 1971 г. Чили и познакомившиеся с геологическим строением Чилийских Анд, пишут (1972, с. 90) следующее: «В районе пос. Картахена (южнее Вальпараисо) на берегу океана мы наблюдали простирающийся широтно метаморфический комплекс сложного строения, состоящий из гнейсов, амфиболитов, кварцитов и различных сланцев, включающий граниты со множеством крупных гнейсовых ксенолитов. Именно в этом районе получены наиболее значительные цифры абсолютного возраста.

Породы позднего докембрия могут присутствовать и в Береговой Кордильере вблизи г. Антофагасты. . .

Следует учитывать и то обстоятельство, что в пределах соседних Перуанских Анд присутствие позднекембрийских пород уверенно доказывается радиологическими данными (Stewart, Snelling, 1970). Они есть и в Боливии (Ahlfeld, Braniša, 1960). Распространение комплекса позднекембрийских структур в Андах тем более вероятно, что среди палеозойских образований почти всюду существуют только миогеосинклинальные формации, заключающие к тому же гранитоиды. Такой факт позволяет уверенно считать, что палеозойская геосинклиналь на значительной площади Чилийских Анд образовалась на развитой континентальной коре в результате регенерации здесь геосинклинальных условий.

Авторы отмечают также распространение здесь кварцитовидных песчаников с граптолитами нижнего ордовика. Мощности ордовикских отложений около 2000 м. Развиты в Береговой Кордильере также девонские и верхнепалеозойские образования.

«Девонские отложения, сложенные аспидными сланцами с трилобитами, — пишут далее Ю. М. Пушаровский и И. В. Архипов (1972, с. 92), — обнаружены в провинции Чилоэ, на восточном берегу зал. Анкуд (юг Чили). Второй выход девонских, также терригенных отложений располагается в Береговой Кордильере, в 155 км севернее г. Вальпараисо.

Верхнепалеозойские отложения Чилийских Анд представлены как морскими, так и континентальными породами, причем последние тяготеют к верхним частям разреза. . . В северной части Береговой Кордильеры верхнепалеозойские отложения представлены слабо метаморфизованными морскими песчано-алевролитоглинистыми породами большой мощности (не менее 3000 м), характеризующимися местами флишеподобной ритмичностью.

Триасовые отложения — это в основном терригенные континентальные отложения небольшой (первые сотни метров) мощности, но между г. Коньяно на севере и п-овом Арауко на юге появляются морские отложения мощностью 1500—3500 м. Залегают триасовые породы на палеозойских с резким угловым несогласием.

В юрском разрезе Береговой Кордильеры выделяется нижняя и средняя юра, а также келловейский и оксфордский ярусы верхней юры, сложенные осадочными и вулканогенными толщами большой мощности (несколько километров). От юрских меловые отложения в большинстве случаев отделены перерывом и несогласием. На севере Чили в пределах Береговой и Главной Кордильер нижний мел представлен толщей красноцветных терригенных отложений мощностью 1500—2000 м, залегающих с глубоким разрывом на вулканогенных юрских породах.

Верхнемеловые отложения в северной и центральной частях Чилийских Анд повсеместно представлены континентальными вулканогенными и обломочными образованиями мощностью 3000—4000 м и более. К палеогену чилийские геологи относят континентальные вулканогенные (андезиты, риолиты, базальты) и осадочные породы мощностью до 2500 м».

Приведенные данные о докембрийских, палеозойских, мезозойских и палеогеновых образованиях, развитых в Береговой Кордильере Чилийских Анд на самом побережье океана, являются достаточно веским аргументом скорее в пользу наличия под восточной частью Тихого океана земной коры континентального типа, нежели океанической коры под береговыми хребтами Калифорнии, которую устанавливают Е. Г. Бейли с соавторами (Bailey et al., 1970) при разрезах под этими хребтами, сходных с разрезами Чилийских Анд.

Вулканиды островов западной части Индийского океана

Состав продуктов вулканизма на океанических островах западной части Индийского океана (о-ва Родригес, Маврикий и Реюньон), которые до недавнего времени считались связанными с Атлантическо-Индоеокеанским подводным хребтом, а также вулканов архипелага Кергелен, расположенного на подводном хребте Кергелен—Гаусберг, в равной мере как и чередование в стратиграфических разрезах вулканов различных по вещественному составу вулканогенных неоген-четвертичных толщ, в сущности одинаков как на упомянутых островах, так и в долинах рифтов Восточной Африки.

Остров Реюньон. Сведения о геологии и составе вулканических пород этого острова имеются в работах: Ж. Дефо дю Ро (Defos du Rau, 1959) — о морфологии вулканического рельефа о. Реюньон; Е. Обера де ля Рю (Aubert de la Rue, 1965) — об активном вулкане Питон ля Фурнес; И. Мак Дугэлла и У. Компстона (McDougall, Compton, 1965) — о составе изотопов стронция и отношении калия и рубидия в некоторых породах с островов Реюньон и Родригес; Е. И. Гамильтона (Hamilton, 1965) — об изотопном составе стронция в различных породах о. Реюньон; Б. Г. Дж. Эптона и Удворта (Upton, Wadsworth, 1966) — о базальтах о. Реюньон.

В работах И. Мак-Дугэлла и У. Компстона, а также в работе Е. И. Гамильтона перечислены следующие типы вулканических и глубинных пород, развитые на острове: оливниновые базальты (толеиты), щелочные андезиты, пикритовые базальты, муджиэриты, полевошпатовые базальты, а из интрузивных — сиениты и кварцевые сиениты (граносиениты).

Остров Маврикий. Основные черты геологии и состав пород, слагающих о. Маврикий, описываются в работах Ф. Р. К. Рида (Reed, 1949), а также Ф. Уолкера и Л. О. Николайсена (Walker, Nicolaysen, 1954) по петрографии о. Маврикия.

Ф. Р. К. Рид отмечает распространение на острове дислоцированных сланцев, фонолитов и трахитов, а к северу от острова — существование обширной подводной платформы, на которой расположено несколько мелких островов. По данным авторов второй работы, остров почти целиком сложен вулканическими породами, для которых устанавливается следующая возрастная и стратиграфическая последовательность (сверху вниз): 1) молодые (плейстоценовые) лавы — базальты и долериты; 2) ранние (позднетретичные) вулканические свиты — афировые базальты, океаниты, анкарамиты, битовнито-порфиоровые базальты, олигоклазовые базальты, трахиандезиты, трахиты.

По-видимому, о второй толще, состоящей, по данным Ф. Р. К. Рида, также из сланцев (clay slate), ссылаясь на Шенда, этот автор (Reed, 1949,

р. 543) пишет, что она деформирована (contorted). Если свита имеет палеогеновый возраст, то ее деформация произошла, вероятно, на рубеже палеогена и неогена. Самый факт деформации палеогеновой толщи на острове, удаленном на 650—700 км от Мадагаскара, также представляет существенный интерес при обсуждении проблемы состава и структуры земной коры дна Индийского океана. Расположенные южнее о. Маврикий острова и архипелаги Новый Амстердам, Сен-Поль, Кергелен и Герд являются типично океаническими, хотя и обладают некоторыми особенностями состава слагающих пород и пространственными и возрастными взаимоотношениями, которые сближают их с островами островных дуг или даже шельфов; в особенности показателен в этом отношении архипелаг Кергелен.

Остров Сен-Поль. Сведения о вулканических породах этого острова имеются лишь в работах Ф. Гохстеллера (Hochsteller, 1866) и Р. Райниша (Reinisch, 1908, 1912).

Первый автор отмечает на острове, в бухте Пингвин, распространение риолитов, риолитовых туфов и брекчий, а также нахождение на поверхности кусков обсидиана и пемзы. По мнению Ф. Гохстеллера, это наиболее древний комплекс пород, который прорывается дайками и силлами долеритов и перекрывается глинисто-алевритовыми туфами и латеритами. Выше залегают измененные слоистые базальтовые лавы и шлаки, прорываемые дайками того же состава. Те же породы перечислены и описаны в работах Райниша. Возраст пород не установлен. Данных о возрасте этих пород в литературе встречено не было.

Более современные материалы о составе лав о-ва Сен-Поль приводят М. Жиро с соавторами (Girod et al., 1974); они указывают, что дайки долеритов и потоки базальтов прорывают и перекрывают толщу риолитовых туфов.

Архипелаг Кергелен. Вопрос о генетической природе островов архипелага Кергелен возник еще в начале нашего столетия (Philippi, 1908); в последние годы его стали считать, как упоминалось, приуроченным к подводному хребту Кергелен—Гаусберг в южной части Индийского океана. Породы и основные черты геологии некоторых частей архипелага рассматривались в последнее десятилетие в следующих работах: Т. Ф. В. Барта (1964) — о наличии на островах архипелага обсидианового риолита с содержанием SiO_2 69%, Ж. Л. Тальбо и др. (Talbot et al., 1963) — о ксенолитах и ксенокристаллах из лав архипелага, П. Белле и др. (Bellair et al., 1966) — о линзовидных включениях в слоях плато-базальтов архипелага Кергелен, Ж. Нуже (Nougier, 1967, 1970) — по геологии п-ова Ралье-дю-Бати архипелага Кергелен и М. Жиро и Ж. Нуже (Girod, Neugier, 1972) — о вулканизме субантарктических островов; последние авторы отмечают распространение на островах архипелага фанолитов и риолитов.

Вопрос о том, относится ли группа островов архипелага Кергелен к океаническим или материковым, был поставлен Е. Филиппи (Philippi, 1908) в связи с тем, что, по его наблюдениям, под базальтовым покровом третичного возраста местами, как например в районе оз. Марго, обнаружены диориты со слюдой, а также древнего облика осадочные породы, в частности доломиты в районе зал. Тренировочного. Обломки фельзит-порфира, лабрадоритового порфирита и кремнистых сланцев в вулканических брекчиях наблюдались уже в то время. Несколько позднее Норденшельд (Nordenskjold, 1913, р. 23) отмечал распространение на островах архипелага санидиновых трахитов и фанолитов, которые имеют более древний возраст, чем третичные покровные базальты. Более древними, по его мнению, являются и отмеченные Е. Филиппи выветрелый слюдистый диорит и серо-голубые глинистые и кремнистые сланцы, встречающиеся в виде обломков в туфобрекчиях. Обер де ля Рю (Aubert de la Rue, 1929) описал на островах в коренном залегании сильно перемятые рас-

сланцеванные фonoлиты и трахиты с падением поверхности сланцеватости до 70° , на которых с угловым несогласием располагаются глины с лигнитом и растительными отпечатками *Cupressoxylon antarcticum* и др. Взаимоотношение трахитов, покрывающих их с угловым несогласием базальтов и слоев лигнитовых глин на архипелаге Кергелен и на о. Маврикий, по данным Ф. Р. К. Рида, одинаковое.

Наиболее полные и новые данные по геологии полуострова Ралье-дю-Бати, расположенного в южной части архипелага, приводит Ж. Нуже́е

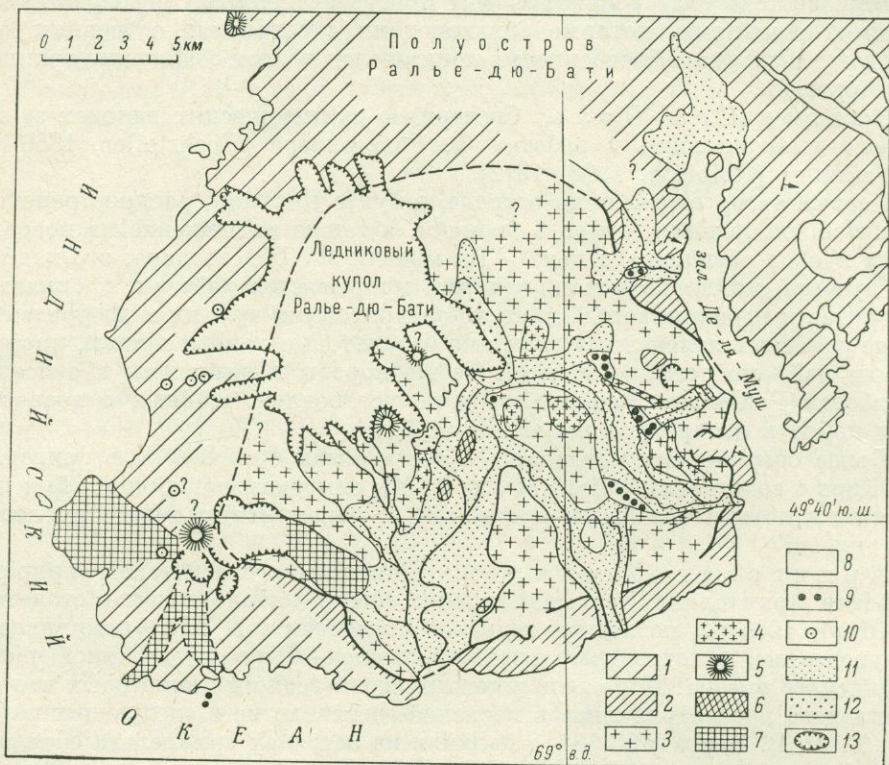


Рис. 5. Схематическая геологическая карта полуострова Ралье-дю-Бати (Nougier, 1967).

1 — миоцен-четвертичные платобазальты; 2 — метаморфизованные базальты в контакте с граносиенитовой интрузией; 3 — граниты и сиениты или граносиениты интрузии; 4 — другие фации сиенитов; 5 — вулканические постройки, изученные и предполагаемые; 6 — долинные потоки четвертичных базальтов; 7 — потоки трахитовых лав юго-западной части полуострова; 8 — потоки трахитов Валь-Анур; 9 — трахитовые микровулканы; 10 — активные fumarоллы; 11 — флювиогляциальные равнинные зандры; 12 — морены; 13 — ледники.

(Nougier, 1967, 1970). На схематической геологической карте полуострова, приложенной к первой работе (рис. 5), показано обширное распространение здесь позднегеретичных платобазальтов, которые прорываются гипабиссальной интрузией (вулканоплутоном, по Ж. Нуже́е) граносиенитов размером 16×20 км и площадью около 300 км^2 . Описанная Ж. Нуже́е на п-ове Ралье-дю-Бати геологическая обстановка — интенсивная дислоцированность фonoлитов и трахитов, угловое несогласие между ними и покрывающими их лигнитовыми глинами, а также крупный плутон граносиенитов — все это непохоже на ту простую схему, созданную А. Е. Дж. Энгелем и К. Дж. Энгель, которая, по их мнению, регламентирует развитие эффузивного вулканизма в океанах, когда дно океанов покрывается примитивными базальтовыми лавами, а более высокие вулканические постройки слагаются преимущественно оливиновыми щелочными базальтами.

Острова Реюньон, Маврикий и Родригес, объединявшиеся до недавнего времени в особую группу Маскаренских, расположены к востоку от о. Мадагаскара, несколько севернее южного тропика. И. Мак-Дугэлл и Ф. Г. Чамалаун (McDougall, Chamalaun, 1969) определили возраст лав радиологическими методами, состав лав неоген-четвертичного времени и последовательность их излияния.

Остров Реюньон. Наиболее древними лавами, возраст которых, по радиологическим данным, оценивается в 15 млн лет, являются оливиновые базальты, образующие так называемую серию океанитов. Выше развиты дифференцированная серия неуказанного состава. Возраст лав определяется от нуля до 0.5—0.6 млн лет. В вулкане Питон ля Фурнес верхней дифференцированной серии вулкана Питон де Неж (Piton des Neiges) соответствуют оливиновые базальты. На о. Реюньон, так же как и на о. Кергелен, развиты граносиениты.

Остров Маврикий. Расположен в 170 км к восток-северо-востоку от о. Реюньон и имеет наиболее полный разрез вулканических серий. Наиболее древние лавы, объединяемые в древнюю серию, охватывают с перерывами период излияния приблизительно от 8 до 6.5 млн лет тому назад. В направлении снизу вверх по разрезу лавы представлены щелочными андезитами, которые покрываются щелочными оливиновыми базальтами. Выше щелочных оливиновых базальтов залегают трахиты, радиологический возраст которых около 5—5.5 млн лет тому назад. Следующим по разрезу комплексом вулканических пород на о. Маврикий являются так называемые более молодые вулканические серии, излившиеся в промежуток времени от 3.5 млн лет тому назад до современности. Эти «более молодые серии» в свою очередь по возрасту делятся на ранние лавы радиологического возраста 3.5—2 млн лет назад, представленные щелочными оливиновыми базальтами, и лавы поздние того же состава возрастом от нуля приблизительно до 600—700 тыс. лет назад.

Остров Родригес. Расположен на расстоянии около 600 км к восток-северо-востоку от о. Маврикий. Здесь установлены только лавы нефелинсодержащих щелочных оливиновых базальтов радиологического возраста около 1.5 млн лет.

Материалы, собранные И. Мак-Дугэллом и Ф. Г. Чамалауном, представляют особый интерес для обсуждения гипотезы дифференциации в том ее виде, в каком она представляется А. Е. Дж. Энгелем и К. Дж. Энгель, т. е. что наиболее глубокие части океанов имеют кору, состоящую из примитивных базальтов, а возвышающиеся на дне высокие вулканические постройки состоят из щелочных базальтов. Как было показано выше, на о. Маврикий щелочные породы — трахиты и щелочные андезиты — развиты в древней вулканической серии радиологического возраста от 8 до 6.5 млн лет тому назад, а щелочные оливиновые базальты обнаруживаются и в поздних лавах молодой вулканической серии, имеющих возраст от современного до 0.7 млн лет тому назад.

В противоречии с этим представлением находятся приведенные выше данные М. А. Репечки по Японскому морю и северо-западной части Тихого океана, в районе Японского глубоководного жёлоба, где четвертичные вулканы извергали стекла, в том числе и щелочные, с содержанием кремнекислоты до 73.5%.

Продукты андезитового и более кислого вулканизма Атлантического океана

Характеристику кислого вулканизма Атлантического океана в целях сопоставления неоген-четвертичных кислых лав с описанными выше лавами (вулканическими стеклами) северо-западной части Тихого океана, изученными М. А. Репечкой, и обсидианами о. Пасхи, исследованными М. К. Бэнди, целесообразно начать с характеристики близких по

составу кислых вулканитов дна Северного моря, описанных К. Офтедалом (Ofstedahl, 1971).

К. Офтедал, изучавший петрографический и химический состав кислых вулканитов, вскрытых буровыми скважинами на дне Северного моря, дает им следующую предварительную характеристику (Ofstedahl, 1971, p. 109): «Одной из нефтяных компаний я был информирован о том, что в центральной части Северного моря на дне распространена формация миоценового возраста, похожая на вулканический туф. Я произвел исследование трех образцов из этой формации, которая имеет мощность около 100 м и широкое площадное распространение. Материал состоит из обломков размером от 10 мм в поперечнике до пылевых частиц. Цвет материала от светлого до умеренно серого, иногда с буроватым оттенком. Он выглядит для невооруженного глаза довольно гомогенным, но под микроскопом имеет более зернистое строение. Иногда встречаются также черные частицы размером 0.1—0.2 мм в поперечнике. Это вероятнее всего сферические зерна пирита ромбоидальной текстуры на полированной поверхности шлифа.

Тонкие шлифы свидетельствуют, что порода тонкозернистая, неравномерными участками окрашенная гидроокислами железа в слабый до интенсивного бурый цвет. В некоторых шлифах обнаруживаются очень мелкие кварцевые зерна, а в одном — зерно полевого шпата. Туф выглядит как частично девитрифицированное (раскristаллизованное) стекло, содержащее мельчайшие кристаллы. В одном шлифе обнаружен сферический пигмент с закругленными границами, представляющий, вероятно, следы перлитовой текстуры. Другие шлифы имеют явно осадочную стратификацию, обнаруживаемую по наличию тонких черных полос, обогащенных рудной пылью. Буроокрашенные разновидности туфа заключают микрофоссилии 0.1—0.01 мм в диаметре. Различаются по внешнему виду два типа остатков: бурые раковиннообразные и тонкие червеобразные структуры, переслаивающиеся в материале, который в большинстве случаев лишен какой-либо структуры и позволяет предполагать, что частицы, переслаивающиеся в пепле, были размером менее 0.01 мм.

Внимательное изучение материала с помощью рефрактометра после разделения в тяжелых жидкостях подтвердило наличие в нем крупных зерен пирита с небольшим количеством магнетита и гётита. Сферулы сидерита и кристаллы амфибола обнаружены в тяжелой фракции >2.96 . Биотит, кварц и полевой шпат (вероятно, альбит) были установлены в средней фракции (2.96—2.6), а кварц и монтмориллонит — в легкой (<2.6). Эти находки дают только слабое подтверждение вулканического происхождения материала, хотя кристаллы амфибола могут определенно свидетельствовать, что они образовались как вторичные в изверженных породах. Были произведены четыре химических анализа трех образцов; первый (неномерованный) назван X, а два остальных обозначены как 5100-30 и 5220-50». Результаты анализа (Ofstedahl, 1971) представлены в табл. 7 и 8. И далее К. Офтедал пишет (Ofstedahl, 1971, p. 110): «Химические различия между проанализированным материалом весьма незначительны. Большое количество нормативного корунда ясно свидетельствует о сильно вторично измененном состоянии породы с образованием монтмориллонита. Вероятно, по крайней мере щелочные ингредиенты уже были выщелочены из стекла, которое подверглось затем первой стадии бентонизации. Первичный состав пепла мог быть кварцево-трахитовым или риодацитовым.

Мои исследования позволяют предполагать существование района эксплозивного вулканизма миоценового возраста в пределах Северного моря. В настоящее время хорошо известен район проявления третичного вулканизма вокруг Северного моря. Это — эоценовые базальты в Западной Шотландии и на Фарерских островах.

Слои базальтовых туфов наблюдались также в сланцах нижнего эоцена Ютландии, мощность их увеличивается к северу. Боггилд еще

Таблица 7

Химический состав кислых пород
дна Северного моря

Окислы, вес. %				
	X	5100-30	5220-50, светлый	5220-50, темный
SiO ₂	62.70	62.00	62.00	62.50
TiO ₂	0.85	0.92	0.95	0.90
Al ₂ O ₃	13.40	13.20	13.40	13.20
Fe ₂ O ₃	1.54	7.80	7.80	8.60
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	1.80	1.90	1.95	1.83
CaO	5.18	4.55	4.50	4.60
Na ₂ O	1.00	1.30	1.50	1.58
K ₂ O	1.90	2.15	2.20	2.20
H ₂ O ⁺	7.04	5.12	5.23	5.91
H ₂ O ⁻	3.15	2.00	2.65	2.26
Сумма	99.61	97.99	99.23	98.63

Таблица 8

Химический состав кислых пород дна
Северного моря в пересчете на сухое
вещество

Окислы, вес. %				
	X	5100-30	5220-50, светлый	5220-50, темный
SiO ₂	70.8	68.2	68.0	66.8
TiO ₂	1.0	1.0	1.0	1.0
Al ₂ O ₃	15.2	14.5	14.7	14.6
Fe ₂ O ₃	1.7	8.6	8.5	9.5
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	2.0	2.1	2.1	2.1
CaO	5.9	1.7	1.6	1.8
Na ₂ O	1.1	1.4	1.6	1.7
K ₂ O	2.2	2.4	1.6	2.4
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0

в 1903 г. писал о вулканах пролива Скагеррак, возможность существования которых возрастает после современных исследований, проведенных И. Мадираццей и С. Фегерслефом (Madirazza, Fegerslev, 1969). Р. В. Шарма (Sharma, 1969) на основании аэромагнитной карты подтверждает существование вулкана „Кристиансанд“ к югу от Кристиансанда в Норвежском жёлобе. Этот вулкан Кристиансанд может быть хорошо увязан с образованием разломов земной коры в Норвежском жёлобе, движения вдоль которого должны были начаться в эоцене. Так как более молодые риолитовые туфовые слои в Ютландии не обнаружены, огромные эксплозии в миоцене, которые образовали поднятие в центральной части Северного моря, почти наверное начались у Кристиансанда. Было бы более резонным эксплозивные центры миоцена отодвинуть в более центральную часть Северного моря или, возможно, в Норвежский жёлоб, в район юго-западнее или западнее Ставангера. В последнем случае извержения должны бы были вызвать разрывообразование в Норвежском жёлобе или в крайней его части. Извержения и сопутствующее им образование разрывов должно было бы проявиться в ассоциации с перекосом Фенноскандинавской плиты. Что касается происхождения формации туфов, то можно предположить, что она была сформирована в течение нескольких периодов усиленного выпадения пепла (туфа) из атмосферы, разделенных более спокойными интервалами времени».

Не менее интересные и важные данные приводят Д. Нинкович и Б. К. Хизен (Ninkovich, Heezen, 1967) по о. Тира и восточной, глубоководной, части Средиземного моря. Здесь, на о. Тира (вулкан Санторин), было установлено вулканическое стекло в пуцоллановом туфе (пепле). Кроме того, были вскрыты два слоя пелловых туфов, состоящих почти из чистого стекла, среди осадков восточной глубоководной части моря. Химический состав стекловатых туфов (Ninkovich, Heezen, 1967) представлен в табл. 9.

При пересчете на обезвоженное вещество количество кремнекислоты возрастает и будет (вес.%) в пробах: Th — 74.7, U — 71.7, L — 64.1, 1 — 71.0, 2 — 71.5. Такие количества кремнекислоты характерны (Daly, 1933) для риолитов и липаритов.

Мы привели наиболее показательные примеры, когда на дне шельфового Северного моря, на типичном океаническом острове Пасхи, на архи-

Т а б л и ц а 9

Химический состав кислых пород дна Средиземного моря

Окислы, вес. %	Th	U	L	1	2
SiO ₂	68.25	68.96	58.41	71.0	64.88
Al ₂ O ₃	12.59	13.13	17.24	16.8	12.98
TiO ₂	0.34	0.30	0.34	0.5	1.53
Fe ₂ O ₃	1.12	1.06	1.97	0.8	3.83
FeO	1.51	1.57	1.97	Не определялось	2.30
MnO	0.05	0.06	0.15	То же	0.05
MgO	0.37	0.43	0.37	0.7	1.06
CaO	1.58	1.76	2.02	0.8	2.95
Na ₂ O	5.11	5.17	5.92	7.4	3.16
K ₂ O	3.22	3.32	7.10	2.0	2.04
H ₂ O ⁺	4.88	3.96	3.85	Не определялось	4.58
H ₂ O ⁻	0.88	0.57	0.44	То же	0.37
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.13	»	0.22
Сумма	99.92	100.30	99.91	100.0	99.95

Примечание. Th — чистое вулканическое стекло из пуццоланового пепла с о. Тира; U — чистое вулканическое стекло из верхнего пеплового слоя с показателем преломления $n = 1.508$; L — чистое вулканическое стекло из нижнего пеплового слоя с показателем преломления $n = 1.521$; 1 — «аморфная часть пемзы» с о. Тира; 2 — пуццолановый пепельный туф с о. Тира, состоящий приблизительно из 97% вулканического стекла и 3% минералов.

пелаге Тонга, в районе Японского глубоководного жёлоба Тихого океана, на о. Тира и в восточной, глубоководной, части Средиземного моря вулканы извергали близкие по химическому составу кислые и ультракислые, щелочные и ультращелочные продукты. Дифференциация «первичной» толеитовой магмы, содержащей около 50 вес. % кремнекислоты, по-видимому, не в состоянии отсепарировать описанные М. К. Бэнди на о. Пасхи ультракислые и ультращелочные обсидианы с содержанием SiO₂ до 74.22 вес. % и охарактеризованные М. А. Репечкой стекла со станций северо-западной части Тихого океана с содержанием кремнекислоты 73.52 %.

Такая трансформация продукта (толеитового базальта) вулканизма с содержанием кремнекислоты 50 вес. % в продукт (ультракислый обсидиан), описанный М. К. Бэнди на о. Пасхи, вероятно, окажется возможной только в том случае, если к толеитовому базальту будет добавлено около 23.5 вес. % кремнекислоты извне, из постороннего источника. Таким источником, по-видимому, могут быть только породы, очень богатые кремнекислотой, а отдача SiO₂ базальту наиболее вероятно может произойти при соприкосновении последнего с богатыми кремнекислотой породами верхней части земной коры при подъеме его к земной поверхности.

Вот почему нам кажется более правдоподобной гипотеза контаминации, чем гипотеза дифференциации в вариантах супругов Ангелей или японского вулканолога Куно, предполагающего, что в тонкой земной коре океанического дна в более глубоких частях размещаются очаги вулканов, заполненные щелочными базальтами, а в более высоких частях — толеитовыми базальтами, в то время как А. Е. Дж. и К. Дж. Ангели предполагают обратное соотношение этих двух типов базальтов.

Можно ли считать распространение кислых пород на дне Северного моря, на о. Пасхи, на дне северо-западной и юго-западной (район Новой Зеландии) частей Тихого океана и восточной части Средиземного моря случаями исключительными, своего рода курьезами природы? Разумеется, нельзя; наоборот, учитывая крайне низкую степень геологической изученности дна океанов и морей, скорее можно ожидать, что по мере роста геологических исследований океанического дна будет увеличиваться и

число районов, где на дне океанов и морей используются широким распространением кислые и ультракислые продукты эффузивного вулканизма.

Перейдем теперь к изложению имеющих в литературе фактических данных об андезитовом и более кислом вулканизме в Атлантическом океане, исключив островные дуги, где проявление этого типа вулканизма является общепризнанным.

За небольшим исключением, острова Атлантического океана, кроме тех, которые располагаются в непосредственной близости от берегов континентов, представляют собой вершины вулканических построек, состоящих из лав и пирокластов разнообразного состава, в том числе в значительном количестве андезитовых и более кислых.

В связи с тем что довольно подробная характеристика этих лав приведена в более ранней книге автора (Пронин, 1973б), здесь мы упомянем только те острова и архипелаги, на которых распространены вулканы андезитового или более кислого состава. Упомянем также все известные случаи нахождения на островах или на дне Атлантического океана вулканических неоген-четвертичных пород с содержанием кремнекислоты более 50 вес.%, т. е. более кислых, чем толеитовые базальты, которые, согласно упомянутой гипотезе А. Е. Дж. Энгеля и К. Дж. Энгель, господствуют на дне океанов.

Остров Буве. Сведения о кислых вулканических продуктах, развитых на этом острове, имеются лишь в одной работе Д. К. Бейли и Р. Макдональда (Bailey, McDonald, 1970), которые публикуют результаты химического анализа двух образцов развитых здесь кислых пород; эти породы содержат (вес.%): 1) SiO_2 — 70.2, ZrO_2 — 0.21, TiO_2 — 0.31, Al_2O_3 — 12.55, Fe_2O_3 — 1.14, FeO — 3.10, MnO — 0.11, MgO — 0.02, CaO — 0.77, Na_2O — 5.72, K_2O — 4.82, P_2O_5 — 0.03, H_2O^+ — 0.25, H_2O^- — —, F — 0.18, Cl — 0.31, сумма — 99.72; 2) SiO_2 — 69.5, ZrO_2 — 0.20, TiO_2 — 0.32, Al_2O_3 — 13.25, Fe_2O_3 — 1.05, FeO — 3.21, MnO — 0.12, MgO — 0.02, CaO — 0.88, Na_2O — 5.87, K_2O — 4.93, P_2O_5 — 0.03, H_2O^+ — 0.13, H_2O^- — —, F — 0.16, Cl — 0.25, сумма — 99.92.

Остров Гоф. Вулканические породы острова охарактеризованы в значительном количестве работ, из которых наибольший интерес для нас представляют статьи Р. Кэмпбелла (Campbell, 1914) — о горных породах о. Гоф, У. К. Смита (Smith, 1930а) — об о. Диего-Альварес, или Гоф, С. Дж. Шэнда (Shand, 1949) — о породах Срединно-Атлантического хребта в районе о. Гоф, Дж. Б. Хини (Heaney, 1957) — о геологических исследованиях на о. Гоф, Р. У. Ле Мэтра (Le Maitre, 1962) — по петрологии вулканических пород о. Гоф и П. У. Гаста с соавторами (Gast et al., 1964) — об изотопном составе свинца и стронция в лавах о-вов Вознесения и Гоф.

Почти все упомянутые работы посвящены описанию молодых, кайнозойских, лав.

Р. Кэмпбелл (Campbell, 1914) описывает распространение на острове биотитовых, содалитовых и эгирин-авгитовых щелочных трахитов, которые, по Р. Дэли (Daly, 1933), содержат больше 62.6% кремнекислоты. У. К. Смит (Smith, 1930а) указывает также на распространение на острове фигурных скал — Гоф-монументов, сложенных теми же эгирин-авгитовыми трахитами гипабиссального типа. В работе Б. Хини (Heaney, 1957) описывается история излияния лав на острове, при этом отмечается, что излияния начались в третичное время с базальтовых лав, а завершилась вулканическая деятельность внедрением небольших интрузий трахитов. По данным Р. У. Ле Мэтра, трахиты занимают около 75% площади острова. Крайне интересные сведения об аномальных изотопных составах свинца и стронция в лавах острова сообщают П. У. Гаст, Г. Р. Тилтон и К. Хидж. Эти данные позволили авторам высказать предположение о том, что такие аномальные отношения свинца и стронция наиболее просто объясняются существованием под островом резервуара первичной базальтовой

магмы в течение 2 млрд лет; возможно также, что лавы аккумуляровались свинец и стронций с несвойственными третичному возрасту лав отношениями изотопов при пересечении каналами, по которым поднимались неоген-четвертичные лавы при излиянии, древнего (докембрийского) гранито-гнейсового фундамента, породы которого развиты в окрестностях острова и под островом.

Архипелаг Тристан-да-Кунья. Данные о геологическом строении и вулканических породах архипелага имеются в довольно многочисленных работах, часть которых упомянута в более ранней книге автора (Пронин, 1973б). Наиболее полные сведения о вулканических породах, развитых на острове, приводятся в работе П. Е. Бэйкера с соавторами (Baker et al., 1964); в ней указывается, что на отдельных островах архипелага распространены базальты, оливиновые базальты, лейцитито-оливиновые базальты, трахибазальты, анкарамиты, трахиандезиты, трахиты и фонолиты, а также соответствующего состава пирокласты.

П. Г. Гаррис (Harris, 1964) описал извержение одного из вулканов о. Тристан-да-Кунья, имевшее место в конце 1961 и в начале 1962 г. Среди лав, излившихся при этом извержении, выделяются анкарамиты, базальты, трахибазальты, трахиандезиты и трахиты с содержанием кремнекислоты во всех этих разновидностях, исключая базальт, больше 60%; возраст лав архипелага — от современного до 9 ± 2 млн лет.

В самое последнее время сведения о породах группы о-вов Тристан-да-Кунья пополнил новыми данными Р. К. Митчелл-Томе (Mitchell-Tome, 1970), который отметил развитие на островах среди вулканитов щелочных базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и соответствующего состава пирокластов, содержащих кремнекислоту в количестве, большем 60%.

Особого внимания заслуживают материалы Е. Г. Л. Шварца (Schwarz, 1905) о нахождении на поверхности о. Соловьёного обломков фельзита или микрогранита, а на о. Тристан-да-Кунья — глыбы гнейса, а также данные Ф. Р. К. Рида (Reed, 1949) о распространении на островах архипелага лав риолитов и трахитов. Упомянутые данные Е. Г. Л. Шварца позднее были использованы в работах Дж. Гиллюли (1957) и Т. Ф. Барта (1961).

Остров Вознесения. Характеристика петрографического состава пород и основных черт геологии о. Вознесения приводится в работах Е. Г. Л. Шварца (Schwarz, 1906) — о существовании суши, связывавшей Африку и Южную Америку, Р. А. Дэли (Daly, 1925) — по геологии о. Вознесения, У. К. Смита (Smith, 1930а) — о породах о. Вознесения, Дж. Р. Канна (Cann, 1965) — о блоках кислых пород в туфах острова и Р. К. Митчелла-Томе (Mitchell-Tome, 1970) — по геологии островов южной части Атлантического океана.

Е. Г. Л. Шварц впервые отметил наличие в туфах и лавах острова в виде ксенолитов гранитов, гранититов (вероятно, гранито-гнейсов, — А. П.), диабазов и «габбров», которые, по его мнению, были оторваны от кристаллического докембрийского фундамента поднимавшейся лавой при извержениях вулканов.

Сведения о распространении на острове риолитов и щелочных риолитов (комендитов) содержатся в работе Д. К. Бейли и Р. Макдональда (Bailey, McDonald, 1970), которые приводят химический состав комендита с редкими фенокристами калиевого полевого шпата, содержащего (вес.%): SiO_2 — 71.4, ZrO_2 — 0.18, TiO_2 — 0.23, Al_2O_3 — 12.40, Fe_2O_3 — 1.22, FeO — 2.14, MnO — 0.13, MgO — 0.03, CaO — 0.47, Na_2O — 5.90, K_2O — 4.70, P_2O_5 — 0.03, H_2O^+ — 0.20, H_2O^- — —, F — 0.23, Cl — 0.26; сумма 99.36.

Канарские острова. Геологии Канарских островов посвящена обширная литература, но мы упомянем лишь труды, представляющие для нашей цели наибольший интерес.

В последнее время интересные данные приводятся в работах Г. Гаузена, М. Вонья и П. Роте. Первый отмечает под молодыми (раннетретичными) базальтами денудированную поверхность сиенитов и трашпов, а второй на о. Пальма под третичными базальтами — складчатое основание, сложенное осадочными, интрузивными и вулканическими породами, претерпевшими зеленокаменное изменение. Подобную же картину на о. Мадейра наблюдал К. Крейчи-Граф. П. Роте описывает в юго-западной части о. Фуэртевентура толщу флишевых образований, верхняя часть которой по возрасту относится к верхнему мелу, а нижняя, по его мнению, может иметь нижнемеловой и юрский возраст. Мощность толщи до 1000 м, падение 60°. Предполагается что эта толща на дне океана протягивается до о. Маю в архипелаге Зеленого Мыса. Вероятно, установленный Ж. Сужи (Sougy, 1962) Западно-Африканский складчатый пояс протягивается по дну океана далеко на юго-запад, до о-вов Зеленого Мыса и еще дальше в среднюю часть океана. Р. С. Дитц и У. П. Спролл (Dietz, Sproll, 1970) считают о-ва Фуэртевентура и Лансароте микроконтинентом, оторвавшимся недавно, вследствие дрейфа Северной Америки, от Африки и сохранившим континентальный характер земной коры.

В самое последнее время, уже в 70-х годах текущего столетия, сведения о кислых вулканических породах и их радиологическом возрасте приводятся в работах А. Абдель-Монема с соавторами (Abdel-Monem et al., 1971) — об о-вах Лансароте, Фуэртевентура, Гран-Канария; А. Гернандо-Пачеко (Hernando-Pacheco, 1971) — о комплексе основания (древнего фундамента) о. Пальма и Б. Бута (Booth, 1973) — о пемзовых отложениях (кислых туфах) на о. Тенерифе.

Авторы первой работы отмечают распространение на перечисленных островах риолитов, риолитовых и трахитовых игнимбритов возрастом по калий-аргону 16 ± 9 млн лет, которые покрываются с большим перерывом в вулканической активности базальтами и тефритами возрастом по тому же методу 3.9—4.9 млн лет.

А. Гернандо-Пачеко характеризует состав пород фундамента о. Пальма, среди которых (снизу) выделяются: 1) преимущественно оливинные и щелочные габбро, 2) сиалические полностью метаморфизованные породы, 3) долеритовые базальты и сильно метаморфизованные подушечные полевошпатовые лавы — результат подводных излияний, 4) полингенные вулканические агломераты.

Б. Бут отмечает широкое площадное распространение на о. Тенерифе отложений пемзы, состоящих из пемзовых лапилль, обломков пород и небольшого количества кристаллов санидина.

Острова Мадейра. К. Ггель (Gagel, 1903) на поверхности земли на о. Мадейра наблюдал обломки пород, близких по составу к щелочным гранитам со щелочной роговой обманкой. Вулканический комплекс представлен базальтами, долеритами и нефелиновыми базанитами. Г. У. Шминке (Schmincke, 1973) отмечал развитие на островах группы Мадейра риолитов и пантеллеритов.

Острова Мартин Ваз. В сводной работе Р. К. Митчелла-Томе (Mitchell-Tome, 1970) отмечается, что на островах распространены щелочные базальты, фонолиты, андезиты и в подчиненном количестве — песчаники.

Острова Сан-Томе и Принсипи. В той же сводной работе Р. К. Митчелла-Томе (Mitchell-Tome, 1970) указывается (табл. 95), что вулканические породы островов представлены щелочными базальтами, фонолитами, тефритами, трахитами, нефелинитами, ракушечными известняками.

Остров Тринидад. Вулканические породы, по данным Р. К. Митчелла-Томе (Mitchell-Tome, 1970), здесь представлены фонолитами, лимбургитами, анальцититами, нефелинитами, танбушитами и соответствующего состава пирокластами.

Остров Св. Елены. У. К. Смит (Smith, 1930a) выделил на острове фонолиты, фонолитовые трахиты и нефелиновые базаниты. Р. А. Дэли (Daly, 1927) отмечал также распространение базальтов. Р. К. Митчелл-Томе (Mitchell-Tome, 1970) пишет о существовании на острове базальтов, фонолитов, трахитов, пирокластов того же состава и известняковых песков.

Азорские острова. Новые данные о составе кислых пород, развитых на о-вах Сан-Мигел и Терсейра, приводятся в работе Г. У. Шминке и М. Вайбеля (Schmincke, Weibel, 1972). По мнению этих исследователей, на о. Сан-Мигел развиты комендитовые трахиты, содержащие (вес. %): SiO_2 — 59.6—66.0, Na_2O — 5.7—6.9 и K_2O — 5.4—6.4 (по 12 анализам), а на о. Терсейра — комендиты и пантеллариты и также комендитовые трахиты и игнимбриты с содержанием (вес. %): SiO_2 — 63.5—68.4, Na_2O — 6.5—7.0 и K_2O — 4.7—4.9 (по 8 анализам).

Скалы Роколл. Расположены приблизительно в 350 км к западу от побережья Гебридских островов и в 650 км к юг-юго-востоку от юго-восточного побережья Исландии. Краткие сведения о них имеются в работах П. А. Сабина (Sabine, 1960, 1965) — о необычном распространении третичных гранитов, Дж. А. Миллера и Р. А. Мора (Miller, Mohr, 1965) — об определении возраста пород о-вов Сент-Килда и Роколл калий-аргоновым методом, С. Мурбата и Х. Уэлка (Moorbath, Welke, 1969) — об изотопных доказательствах континентальной природы банки Роколл, Д. Дж. Робертса и др. (Roberts et al., 1970) — о новом бассейне осадконакопления в пределах плато Роколл и Д. Дж. Робертса и соавторов (Roberts et al., 1972) — о поднятии на юге банки Роколл метаморфических пород гранулитовой фации, что подтверждает высказываемые ниже наши соображения об обнажении в скалах Роколл не гранитов, а древних парагнейсов.

В первой работе П. А. Сабин отмечает, что скалы Роколл сложены третичными эгириновыми гранитами, и приводит их (по 9 анализам) химический состав; они содержат (вес. %): SiO_2 — 63.26—71.62, Al_2O_3 — 4.70—9.24, Fe_2O_3 — 5.91—14.68, FeO — 1.02—3.42, MgO — 0.02—0.18, CaO — 0.22—1.38, Na_2O — 4.29—8.04, K_2O — 0.22—5.31.

Наряду с эгирином граниты содержат также акмит и рибекит. На фотографиях, приложенной к статье П. А. Сабина (Sabine, 1960), граниты имеют полосатую текстуру и скорее похожи на полого падающие (10—15°) гнейсы.

Во второй работе этого автора дается более подробное петрографическое описание гранитов. Драгирование в районе скал Роколл, на поверхности плато или банки того же названия показало, что дно океана здесь сложено базальтами, оливинными базальтами андезитового состава, пемзой, андезитами, фонолитами, трахитами и песчаниками. Эгириновые граниты были подняты драгированием со дна океана в 19 км севернее скал Роколл, а разрушенные эгириновые гранофиры — в 16 км восточнее скал. Дж. А. Миллер и Р. А. Мор определяют возраст гранитов скал Роколл калий-аргоновым методом в 60 ± 10 млн лет, т. е. считают его таким же, как и гранофиров о. Сент-Килда Шотландии (56 млн лет), однако предположение о том, что скалы Роколл расположены на коре континентального типа, они считают неприемлемым. Анализ изотопных отношений свинца и стронция привел авторов другой работы — С. Мурбата и Х. Уэлка — к противоположному заключению, а именно: что какая-то часть гранитов Роколл имеет континентальную природу, так же как на островах северо-западной Шотландии и Гебридских. Нам кажется предположение о тесной связи скал Роколл с островами Шотландии более правдоподобным, чем точка зрения Дж. А. Миллера и Р. А. Мора о принадлежности их к области Срединно-Атлантического хребта или же, что геологические условия этого хребта принципиально не отличаются от условий на островах северо-западной Шотландии.

Следует подчеркнуть, что Л. Р. Мауджер с соавторами (Mauger et al., 1968) в своей статье отмечают, что в провинции долин и хребтов на территории штатов Невада, Юта и Аризона (США) установлен кайнозойский возраст (от 20 ± 2 до 57 ± 8 млн лет) гнейсов, полученный калий-аргоновым методом, которые, по стратиграфическим данным, а также по данным других радиологических методов, являются заведомо докембрийскими — возраст их по α -свинцовому методу от 1390 до 1650 млн лет. Возможно и вероятно, что и скалы Роколл также представляют собой омоложенные докембрийские гнейсы.

Д. Дж. Робертс и др. (Roberts et al., 1970) рассматривают все подводное плато Роколл как блок континента Евразии, т. е. как «микроконтинент», отделившийся от Европы в относительно недавнем прошлом и сохранивший континентальный тип земной коры. Д. Г. Робертс, Д. Х. Мэтьюз и Р. А. Иден описывают находку на южном конце банки Роколл, состоящую из 21 образца метаморфических пород гранулитовой фации, сходных с льюизскими гнейсами Шотландии.

Остров Исландия. Геологии и вулканизму о. Исландии посвящены довольно многочисленные работы, укажем из них лишь те, которые представляют наибольший интерес для обсуждения рассматриваемой проблемы. Это работы Т. Тригвассона и Д. Е. Уайта (Tryggvason, White, 1954) — о риолитовых туфах в нижнетретичных платобазальтах Восточной Исландии, М. Шварцбаха и К. О. Мюнниха (Schwarzbach, Munnich, 1956) — об абсолютном возрасте современного вулкана Граброк, Г. Е. Сигвалдсона (Sigvaldson, 1958) — об излиянии липаритов из вулкана Москардснюкер, В. И. Влодавца (1959) — о вулканах Исландии, М. Бата (Bath, 1960) — о структуре земной коры Исландии, Е. Тригвассона и М. Бата (Tryggvasson, Bath, 1961) — о структуре верхней части земной коры Исландии, Б. Г. Дж. Эптона и Дж. Б. Райта (Upton, Wright, 1961) — об интрузиях габбро и гранофилов Западной Исландии, Г. Р. Робсона и Дж. Спектора (Robson, Spector, 1962) — о коровой дифференциации типа Скаергаард в новейших магмах Исландии, Г. П. Л. Уолкера (Walker, 1963) — о вулкане центрального типа Брейдалур в Восточной Исландии, И. Кармишеля (Carmichel, 1964) — по петрологии лав третичного вулкана Тингмюли в Восточной Исландии, И. Л. Гибсона и Г. П. Л. Уолкера (Gibson, Walker, 1964) — о некоторых сложных риолит-базальтовых лавах и их отношении к сложным дайкам в Восточной Исландии, Г. П. Л. Уолкера (Walker, 1964) — о вулканах Исландии, Т. Эйнарссона (Einarsson, 1965) — о структуре земной коры в Исландии, И. С. Мурбата и Г. П. Л. Уолкера (Moorbath, Walker, 1965) — по изучению изотопов стронция в магматических породах Исландии, Г. П. Л. Уолкера (Walker, 1965) — о кислых породах Исландии, Д. Х. Блэйка (Blake, 1966) — о свите сетчатых даек и интрузий в юго-восточной Исландии, Н. Х. Гейла с соавторами (Gale et al., 1966) — о возрасте кислых интрузивных пород Исландии, определенном калий-аргоновым методом, С. Тораринссона (Thorarinsson, 1966, 1967) — о Срединной зоне Исландии и некоторых проблемах вулканизма, Г. П. Л. Уолкера (Walker, 1966) — о кислых вулканических породах Исландии, Т. Эйнарссона (Einarsson, 1968) — о подводных хребтах как эффекте стресса, Г. Сигурдссона (Sigurdsson, 1968) — о ксенолитах кислых пород в лавах и туфах о. Суртсей, В. А. Баскиной (1974) — о магматизме Исландии и о ее тектонической позиции (1972).

Все данные, содержащиеся в перечисленных трудах, характеризовать, по-видимому, нецелесообразно, поэтому остановимся на выводах авторов наиболее интересных для нас работ. В работах Т. Торордссена с соавторами приводится описание гранофилов и гранитов Исландии и той геологической обстановки, которая их окружает. Авторы подчеркивают сходство этой обстановки с условиями локализации вулканических пород

Исландии, Гренландии и Шотландии, объединяя их в одну провинцию платобазальтов Туле (рис. 6).

Исследования С. Тораринссона (Thorarinsson, 1967) показали, что наряду с платобазальтами в Исландии широко развиты (до 25% в лавах послеледникового и исторического времени) кислые и среднего состава породы (лавы), образование которых он связывает с на-

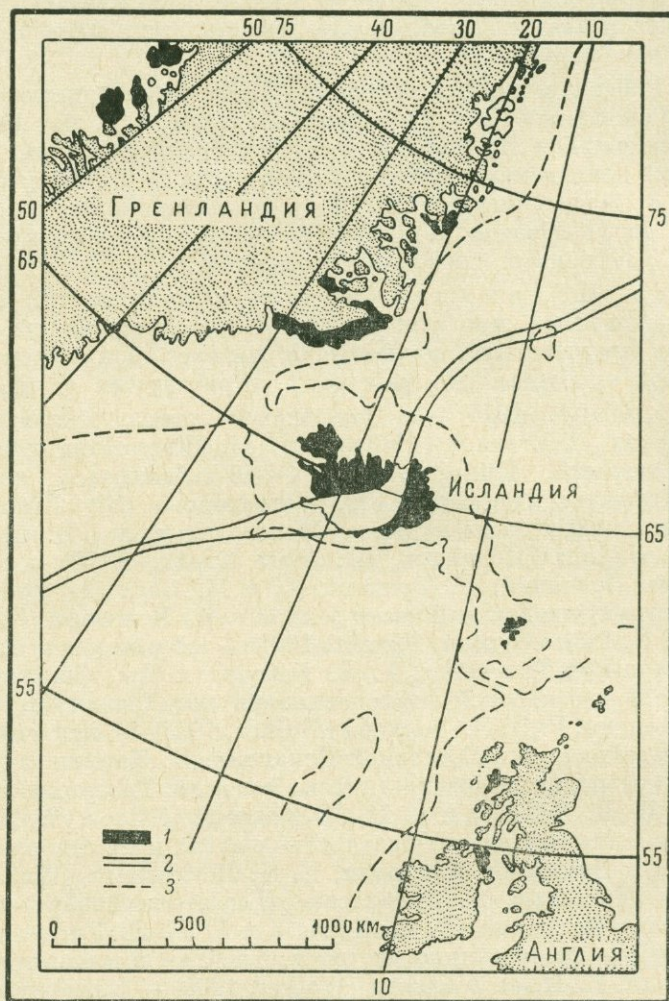


Рис. 6. Распространение неоген-четвертичных платобазальтов провинции Туле в Гренландии, Исландии и Шотландии (Thorarinsson, 1966).

1 — платобазальты; 2 — срединно-атлантическая рифтовая зона; 3 — изобата 600 м.

личием под базальтовыми покровами сиалического «гранитного» слоя и существованием в нем резервуаров, питающих вулканы, изливающие кислые и среднего состава лавы. Это предположение подтверждается находками ксенолитов гранитов в лавах и туфах о. Суртсей, описанных Х. Сигурдссоном (Sigurdsson, 1968).

Не менее интересные сведения о строении земной коры в Исландии сообщаются в работах М. Бата и Е. Тригвассона и М. Бата и Е. Эйнарссона, которые отмечают в коре слой со скоростями распространения сейсмических волн, свойственными «гранитному» слою коры континентов. Мощность коры в Исландии, по данным М. Бата (Bath, 1960), приближается к мощности коры континентов — 27,7 км, по В. В. Белоусову (1975), — 50 км.

Платобазальтовый тип излияний также сближает условия проявления молодого (неогенового и четвертичного) вулканизма Исландии с молодым вулканизмом на континентах, что отмечается в ряде упомянутых работ.

Все три упомянутых обстоятельства, т. е. черты общности в геологии Исландии, расположенной в пределах Срединно-Атлантического вала, а также Шотландии и Гренландии — регионов типично континентальных, легче всего объяснить, привлекая на помощь гипотезу дрейфа континентов, что большинство авторов и делает. Однако более правдоподобно, вероятно, предположить, что о. Исландия располагается на земной коре континентального типа.

В пределах банки Флеминг-Кейп, являющейся северо-восточной частью Большой Ньюфаундлендской банки, в 500 км к востоку от Сент-Джона на Ньюфаундленде (координаты $46^{\circ}51'$ с. ш. и $44^{\circ}32'$ з. д.), в последние годы в скважинах был установлен в коренном залегании предположительно докембрийского возраста гранодиорит, о котором Б. Р. Пеллетье (Pelletier, 1971) пишет следующее (р. 1499—1503): «При алмазном бурении с канадского научно-исследовательского судна „Гудзон“ на Флеминг-Кейпе — подводном холме, расположенном приблизительно в 500 км к востоку от Сент-Джона на Ньюфаундленде, на окраине континентального шельфа было получено несколько избирательных эхограмм по профилям, пересекающим площадь.

Бурение производилось электровращательным механизмом, предназначенным для операций с борта судна при глубине приблизительно до 400 м. При погружении на дно моря на глубину 143 м и бурении через 10 мин. менее чем через 0.5 м были достигнуты твердые породы; хотя можно было получить керн длиной до 3 м, из-за больших затруднений при бурении было поднято лишь 15 см гранодиорита, перекрытого полуметровым слоем неконсолидированных осадков.

Поднятый образец гранодиорита представляет собой светло-серую, равномернозернистую крупнозернистую породу. В шлифах она выглядит преобладающе лейкократовой с гипидиоморфной структурой. Определение минералогического состава производилось с помощью интеграционного столика; при этом был получен следующий состав (в вес. %): ортоклаз (калиевый полевой шпат) — 19, плагиоклаз — 39, кварц — 25, биотит — 13, роговая обманка — 2, рудные (тяжелые) минералы — 2. На основании состава и структуры порода определена как гранодиорит. Определение возраста пород калий-аргоновым методом дало 592 ± 20 млн лет, что позволяет считать его позднедокембрийским или раннекембрийским, сопоставимым с возрастом гранита Холируд п-ова Авалон юго-восточного Ньюфаундленда. . . Фотографии на месте взятия керна и поблизости от него показали отсутствие валунов гранодиорита и наличие обнажений только с тонким слоем осадка. Коренные породы массивные, цементированные и представляют собой механически выветрелую поверхность гранитоидов. В этом случае необходимо с осторожностью оценивать поднятый керн как единственный источник информации. Следует принять во внимание также результаты драгирования в 3—5 км от пункта бурения, при котором поднято 90 глыб негранодиоритовых пород; из них 88 глыб представлено пластинами серых, крепких тонкозернистых кварцитов совершенно одинаковой толщины, изменяющейся от 3 до 12 см, и длиной до 20 см.

Не считаясь с различными аргументами, необходимо подчеркнуть, что проба керна гранодиорита была получена с участка, характеризующегося массивными, консолидированными породами. Этот участок, как показали геофизические данные (Grant, 1971), сложен континентальными породами. Данные драгирования также могут быть ошибочны, но если действительно покрывающие гранодиорит кварциты представлены древними образованиями, то, возможно, проба гранодиорита на Флеминг-

Кейп может быть по возрасту также позднедокембрийской, а земная кора на площади Флемиш-Кейп — континентальной».

Итак, здесь мы имеем прямое указание на наличие под дном океана древнего (докембрийского) кристаллического фундамента — аналога «гранитного» геофизического слоя континентальной коры. Тот факт, что гранодиорит и кварциты подняты с небольших (шельфовых) глубин, не может иметь значения, так как и шельфы, и континентальные склоны океанов образовались только в кайнозой (Пронин, 1973б). Банку Флемиш-Кейп можно, вероятно, сравнить с несколько более погруженной Сейшельской банкой и банкой Роколл.

Остров Ян-Майен. Сведения о породах, слагающих о. Ян-Майен, содержатся в работах Р. Шарицера и Ф. Берверта (Scharizer, 1884; Berwerth, 1886) — о породах и минералах о. Ян-Майен, О. Норденшельда (Nordenskjold, 1923) — о северо-атлантических полярных островах, А. Т. Дж. Доллара (Dollar, 1965, 1966) — о взаимоотношениях некоторых трахитов на о. Ян-Майен (1965) и о генезисе трещинных вулканов острова, Ф. Дж. Фитча и соавторов (Fitch et al., 1965) — о возрасте пород по калий-аргону и об основных чертах истории вулканизма на острове.

Наиболее существенные для наших целей данные приводятся в работах Ф. Берверта и Ф. Дж. Фитча, Р. Л. Грасти и Дж. А. Миллера и А. Т. Дж. Доллара. Первый автор обнаружил на поверхности острова глыбы гнейсов, известняков и кварцитов; он считал их выброшенными при извержении вулканов, хотя позднее О. Норденшельд (Nordenskjold, 1923) склонен был рассматривать эти глыбы как эрратические ледниковые валуны.

Ф. Дж. Фитч и др. (Fitch et al., 1965) выделяют на острове следующие типы лав: оливиновые и анкарамитовые базальты и анкарамиты. Определение калий-аргоновым методом абсолютного возраста этих пород дало следующие результаты: для доледниковых оливиновых базальтов установлен возраст 0.49 ± 0.12 и 0.31 ± 0.12 млн лет, для анкарамитовых базальтов — 0.24 ± 0.3 млн лет и для анкарамитов — 0.19 ± 0.10 млн лет. Авторы особо подчеркивают близкое сходство условий нахождения и состава лав острова с условиями локализации и составом лав на Гебридских островах заведомо континентального типа. В связи с этим предположение Ф. Берверта о местном происхождении глыб гнейсов, известняков и кварцитов на Ян-Майене приобретает большую степень вероятности.

А. Т. Дж. Доллар отмечает распространение на Ян-Майене наряду с упомянутыми базальтоидными породами также кристабалитовых трахитов или трахиандезитов, занимающих площадь около 2 км^2 и образующих жерловой купол одного из вулканов. В южной части острова автор закартировал еще 10 подобных куполов, ассоциирующих с пластовыми интрузиями трахитов и гибридных пород. Г. У. Шминке (Schminke, 1973) пишет о распространении на острове кварцевых трахитов.

Остров Гренландия. Поскольку разногласий среди исследователей в том, что Гренландия представляет «микроконтинент» с типичной континентальной земной корой нет, мы не реферировали литературу по геологии острова, а ограничились работами, представляющими для нас наибольший интерес. Одной из таких работ является статья Л. Р. Уагера и Е. Дж. Гамильтона (Wager, Hamilton, 1964), в которой авторы предполагают продолжение каледонских складок Восточно-Гренландской складчатой области на юг — через Исландию и Шетландские острова, где они соединяются с каледонидами Британских островов. К такому же выводу пришел и Н. А. Остеносо (Ostenoso, 1968) на основе данных геофизики. К о. Гренландия относятся также и структуры Шпицбергена. Все это образует обширный складчатый пояс, занимающий восточную половину Атлантического океана и западную часть Арктического бассейна. Вероятно, такая интерпретация тектоники дна западной части

Северного Ледовитого океана и восточной половины Северной Атлантики является наиболее правдоподобной.

Итак, данные о химическом составе продуктов вулканизма на океанических островах, на дне океанов и морей, так же как и материалы об их латеральном распространении и взаимоотношениях в стратиграфических разрезах вулканогенных толщ, позволяют высказать ряд предположений, которые ставят под сомнение некоторые получившие широкое распространение концепции, и в первую очередь концепцию о базальтовом составе пород дна океанов и о дифференциации магмы в том ее виде, в каком она изложена в цитированном выше отрывке из работы супругов Энгелей (1966).

Приведенные выше примеры свидетельствуют, что на некоторых обширных участках дна океанов и на океанических островах широко распространены кислые и ультракислые вулканические породы и их пирокластические эквиваленты. В особенности убедительны в этом отношении вулканические образования на дне Тихого океана в районе Японского глубоководного жёлоба, описанные М. А. Репечкой, а также на о. Пасхи, охарактеризованные М. К. Бэнди (Bandy, 1937). Андезитовый, трахитовый и еще более кислый вулканизм Атлантического и Индийского океанов также говорит не в пользу концепций базальтового состава океанического дна и магматической дифференциации в интерпретации Энгелей. Многочисленны также примеры (здесь мы ограничимся только некоторыми), на основании которых можно сделать заключение, что и на континентах латеральная и вертикальная смена продуктов неоген-четвертичного и современного вулканизма имеет тот же характер, что и на океанических островах и дне океанов.

Так, И. М. Сперанская, характеризуя молодой вулканизм северного побережья Охотского моря, пишет (1962, с. 40): «Для кайнозойского базальтового вулканизма Охотского побережья характерны следующие общие признаки:

1) по условиям залегания области его развития представляют обширные плато, образованные сериями горизонтальных покровов;

2) характер его извержений — массовые излияния лав линейно-трещинного типа;

3) структуры, с которыми связаны базальтовые эффузии, — крупные разломы, сбросы, грабены, развивающиеся на фоне протяженных линейных прогибов;

4) для лав характерна ассоциация базальт—липарит; члены промежуточного состава (андезиты, дациты) отсутствуют. Последовательность извержений: базальты—липариты—базальты;

5) петрохимически базальты относятся к кислой (слабо насыщенной кремнеземом) ветви базальтов толеитового типа, однако они отличаются от типичных платобазальтов и трапшов относительно низким значением цветного числа и высоким содержанием глинозема».

Хотя вулканизм северного побережья Охотского моря, описанный И. М. Сперанской, имеет иной характер (платобазальтовый), подметить здесь какую-либо закономерность в изменении состава лав во времени невозможно.

Совершенно особый интерес для обсуждаемой проблемы состава продуктов вулканизма океанов в связи с гипотезой дифференциации толеитовой родоначальной магмы представляет западная часть Индийского океана и восточная часть Африки, где, согласно широко распространенному мнению, подводные рифтовые долины привершинных частей срединных океанических хребтов переходят на континент Африки и где неоген-четвертичный вулканизм локализован в рифтовых зонах на территориях Эфиопии, Кении и других стран.

Характер проявления вулканизма и химический состав его продуктов здесь по существу ничем не отличается от типа проявления и состава про-

дуктов вулканизма океанических островов западной части Индийского и других океанов. Вулканизм рифтовых зон Восточной Африки охарактеризован кратко в работах А. Мейера (Meyer, 1953) — о базальтах района Южного Киву, А. А. Мора (Mohr, 1963) — о кайнозойских лавах Эфиопии, Ф. Ф. Ожени (Ojany, 1966) — о некоторых географических соображениях в отношении третичных и современных проявлений вулканизма в Восточной Африке, Дж. Б. Райта (Wright, 1965) — о третичных и современных вулканических провинциях Кении, Д. К. Бейли и Р. Макдональда (Bailey, McDonald, 1970) — о петрохимических вариациях среди слегка пересыщенных щелочами (комендитовых) обсидианов с океанов и континентов.

Наибольшего внимания в перечисленных работах заслуживают утверждения всех авторов о продолжении рифтовых структур дна северо-западной части Индийского океана в восточную часть Африки, а также о сходстве типа и продуктов вулканизма в Большой рифтовой долине Африки и на описанных выше островах северо-западной части Индийского океана. В пределах Большой рифтовой зоны Африки авторы работ, посвященных неогеновому и современному вулканизму этой зоны, отмечают распространение следующих типов лав.

В районе озер Киву и Танганьика, по данным А. Мейера (Meyer, 1954), пользуются широким распространением базальты, санидиновые трахиты и риолиты. Активная вулканическая деятельность продолжается здесь и в настоящее время и сопровождается частыми землетрясениями. В Эфиопии П. А. Мор (Mohr, 1963) выделяет три этапа излияния лав: 1) излияние базальтов сразу после восходящих тектонических движений в пределах Аравийско-Эфиопского свода, 2) формирование базальтов вулканов центрального типа, 3) излияние кислых и основных лав вследствие разрядки тектонических напряжений уже в пределах оформившейся в миоцене рифтовой системы. Все лавы района имеют щелочной характер и близки по составу к типичным щелочным лавам соседних океанических хребтов; продолжением одного из них в пределах континента и является рифтовая система Эфиопии. Ф. Ф. Ожени (Ojany, 1966) отмечает, что наиболее обширная область проявления третичного и современного вулканизма приурочена к центральной части Кении и Танзании. Две другие области находятся в Уганде и Руанде. Во всех этих областях намечается определенная связь вулканизма с альпийским орогенезом. Продукты вулканизма имеют щелочной состав и представлены трахибазальтами, фонолитами и их туфами. По мнению автора статьи, вулканическая деятельность началась здесь 30 млн лет тому назад и продолжается до настоящего времени. Дж. Б. Райт (Wright, 1965) выделяет на территории Кении по петрографическому составу пород три вулканические субпровинции: 1) миоценовую фонолитовую (фонолиты, нефелиниты, меланофелиниты, базаниты, тефриты, базальты и трахиты), 2) фонолит-базанитовую горы Кении (фонолиты, базаниты, тефриты, оливиновые базальты, меланофелиниты, изредка трахиты), 3) трахит-оливин-базальтовую Рифтовой долины (трахиты, оливиновые базальты, комендиты, в небольшом количестве меланофелиниты, базаниты, тефриты, изредка фонолиты). Возраст эффузивов субпровинций горы Кении и Рифтовой долины плиоценовый, до современного.

Нетрудно заметить, что ассортимент лав вулканических областей Восточной Африки и о-вов Маврикий, Реюньон, Новый Амстердам, Сен-Поль и Кергелен по существу одинаковый, хотя все эти острова, по общепринятому мнению, являются типично океаническими, расположенными в пределах подводных океанических хребтов. Близкое сходство продуктов неогенового вулканизма и условий их локализации характерно не только для островов северо-западной части Индийского океана и вулканических областей восточной части Африки, но и для более широкого пространства. Так, например, П. М. Винцент (Vincent, 1963) для вулканической области

Тибести на территории Республики Чад (Центральная Африка) предлагает следующую схему последовательности излияния лав (рис. 7).

На древнем докембрийском фундаменте, отделяясь от него небольшим слоем псаммитового песчаника третичного возраста, залегает комплекс лав, представленный базальтами и андезитами. Над ним располагается формация траппов, на которой лежит серия базальтов, сходная

а

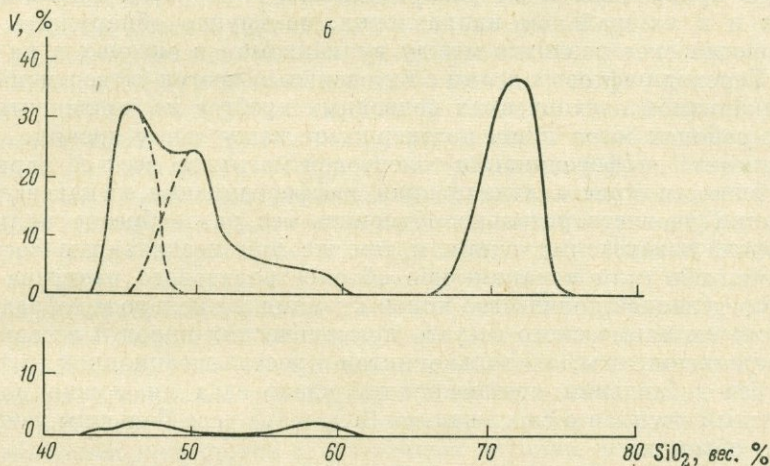
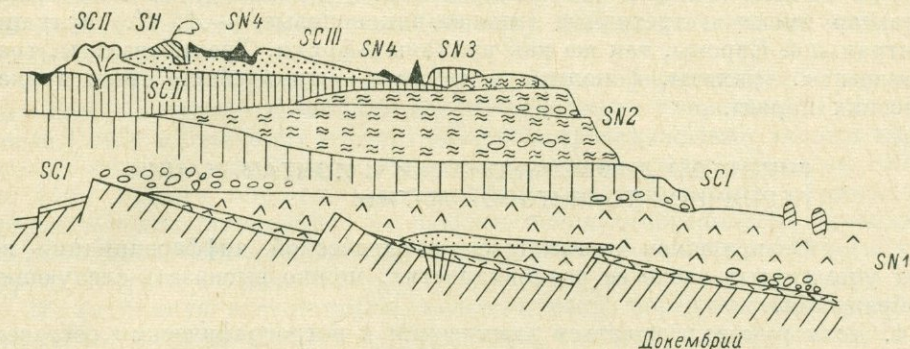


Рис. 7. Схематический разрез неоген-четвертичного вулканического комплекса западного и центрального Тибести, Республика Чад (а), и кривая повторяемости вулканических формаций (б) в этом комплексе (Vincent, 1963).

SN — темная (основного и среднего состава) серия (базальты, андезиты); SN 1 — серия траппов трещинного типа; SN 2 — серия щитовых покровов гавайского типа; SN 3 и SN 4 — серии современных покровов и долинных потоков соответственно; SC — светлая (кислая) серия (риолиты); игнимбритовый покров Килинег; SC I — нижняя серия; SC II — средняя (промежуточная) серия; SC III — верхняя серия; SH — заключительный (конечный) гебридный вулканизм (преимущественно трахиандезитовый). Верхняя кривая — древний вулканизм (вплоть до SC III включительно); нижняя — новейший вулканизм (исключительно четвертичный).

с базальтами, образующими покровы щитового типа на Гавайских островах. Выше располагаются покровы риолитов.

М. Ф. Ж. Флауэр и Д. Ф. Стронг (Flower, Strong, 1969) на основании находок в лавах на островах Коморского архипелага обломков песчаников приходят к выводу, что земная кора в северо-западной части Индийского океана имеет континентальный характер. К такому же выводу пришли Дж. Эссон с соавторами (Esson et al., 1970), обнаружившие в ксенолитах лав на трех самых западных островах Коморского архипелага наряду с песчаниками также кварциты. Остров Мадагаскар, по их мнению, занимал по отношению к Африке то же положение, что и в настоящее время, с позднего карбона, а может быть, и с докембрия.

Таким образом, трудно усмотреть какое-либо различие в характере проявления и составе продуктов вулканизма на островах западной части Индийского океана и в рифтовой зоне Восточной Африки.

Вулканизм Западной Европы (Оверни, Канталя, Мон-Дора, Пюи-де-Дом, Северо- и Южнорейнской областей) по латеральному и стратиграфическому распределению его продуктов по существу не отличается от вулканизма океанических островов Атлантического океана. Так, например, А. Ритман (1964, с. 232) говорит о том, что «явный атлантический характер имеют и третичные (миоцен-плиоценовые, — А. П.) вулканы Центральной Европы, так же как вулканы Африки. Трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты и тефриты — главнейшие типы вулканических пород».

ГИПОТЕЗЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И КОНТАМИНАЦИИ ПЕРВИЧНОЙ ТОЛЕИТОВОЙ МАГМЫ

Возвращаясь к гипотезе магматической дифференциации во всех упомянутых выше ее разновидностях, можно высказать следующие соображения.

1. Если руководствоваться химическим и петрографическим составом продуктов вулканизма и их распределением в разрезах вулканических построек и в латеральном направлении, то трудно обнаружить какое-либо геологическое различие между вулканизмом в океанах и на континентах. Переход рифтовых долин с интенсивным неоген-четвертичным кислым вулканизмом океанических подводных хребтов на континенты в некоторых районах мира лишь подтверждает нашу точку зрения.

2. Гипотеза дифференциации толеитовой магмы во всех ее вариантах, и в особенности кристаллизационная дифференциация, на наш взгляд, не в состоянии удовлетворительно объяснить все разнообразие вулканических пород, извергаемых одним и тем же или несколькими соседними вулканами, ибо если в каком-либо объеме толеитовой расплава содержится определенное количество ионов кремния и кислорода, образующих при подсчетах химического состава вулканических пород n весовых процентов кремнекислоты, то только путем кристаллизационной дифференциации без добавления кремнекислоты извне едва ли можно получить более кислый расплав с содержанием SiO_2 в 1.5 раза большим даже в небольших объемах.

3. С нашей точки зрения, более обоснованной является гипотеза контаминации магмы, при которой магматический расплав, пересекая при поднятии к земной поверхности породы с высоким содержанием SiO_2 , становится более кислым и дает начало кислым и среднего состава разновидностям вулканических пород. Особенно трудно объяснить, руководствуясь гипотезой кристаллизационной дифференциации, чередование в стратиграфическом разрезе той или иной вулканической постройки кислых, риолитового типа пород и базальтов. Если кристаллизационная дифференциация имеет характер универсальной закономерности эволюции вулканизма, мы вправе ожидать, что в природе — в рамках определенного промежутка времени — в смене состава продуктов вулканизма будет происходить направленная смена состава пород от основных к кислым, что в действительности наблюдается крайне редко как в океанах, так и на островных дугах и континентах. Чаще наблюдаются случаи, когда кислые и основного состава породы неоднократно переслаиваются в разрезах вулканических сооружений. В табл. 6 на примере вулканов островных дуг показано, что количественно вулканы с базальтовыми лавами составляют 21.4% от общего числа современных активных вулканов, на долю вулканов с лавами андезитового и более кислого состава приходится 51%, а вулканы с лавами, периодически изменяющимися от базальтового до риолитового состава, составляют 27.6%. Если, как пред-

полагают многие вулканологи, питающие камеры вулканов расположены в верхах верхней мантии, вещество которой имеет состав, близкий к составу базальтов, то не слишком ли много этого вещества в результате дифференциации магмы трансформировалось в андезиты и более кислые породы, не будет ли более правдоподобным предположить, что высокое содержание в этих породах SiO_2 (до 73.5%) обусловлено либо размещением питающих вулканы резервуаров на различных глубинах земной коры и верхней мантии, либо интенсивностью процесса контаминации подкоровой базальтовой магмы — обогащением ее SiO_2 при поднятии к поверхности Земли?

Убедительные примеры ассимиляции магмой основного состава кислых пород древнего кристаллического основания приводятся Г. М. Заридзе (1962) в статье об ассимиляционном происхождении кислых эффузивных образований Грузии. В заключительной части работы он пишет (с. 150): «Таким образом, возникновение вулканогенных образований среднего и кислого состава, по нашему мнению, обусловлено глубинной ассимиляцией основной магмой пород древнего кристаллического субстрата кислого состава.

На глубинную ассимиляцию, имевшую место перед излиянием магмы, указывает наличие кислого субстрата под осадочным покровом и содержание в вулканогенных образованиях оплавленного материала: гранитоидов, кварцитов, слюды, полевого шпата, кварца и др.

Это подтверждает высказанное ранее мнение, что изменчивость состава пород, образованных в результате вулканической деятельности в периферических частях геосинклинали, платформенных и глыбовых областях, объясняется протекавшими на глубине ассимиляционными процессами различной интенсивности (Заридзе, Татришвили 1947, 1959)».

4. Гипотеза кристаллизационной дифференциации, которая в настоящее время господствует над всеми другими вариантами дифференциации магмы, встречает возражения и с других позиций. Динамическая обстановка в очагах, питающих вулканы, и в каналах, подводющих магму к земной поверхности, вряд ли удовлетворяет тем условиям, при которых возможно разделение образующихся кристаллов и остаточного более кислого расплава. Газовые компоненты магмы обуславливают устремление ее вверх, к земной поверхности, и создают динамическую обстановку, при которой едва ли возможно спокойное гравитационное погружение образовавшихся кристаллов в остаточный расплав, несмотря на их большую плотность по сравнению с этим расплавом. Обстановку в камерах, питающих вулканы, вероятно, можно уподобить кипящей жидкости, в которой струи, вызываемые кипением, ориентированы в пространстве самым прихотливым образом; в тех же направлениях должны увлекаться и твердые, и более плотные частицы, погруженные в жидкость, т. е. кристаллы. В подводющих каналах вулканов динамическая обстановка характеризуется устремлением магмы вверх, что в еще большей, чем в питающих камерах, степени препятствует гравитационному разделению твердых кристаллов и остаточного расплава — кристаллизационная дифференциация магмы в подводющих каналах вулканов, вероятно, вообще невозможна.

Необходимо отметить, что в тех случаях, когда возможна более спокойная динамическая обстановка в питающих вулканы резервуарах и подводющих к эруптивным аппаратам каналах, — что имеет место при платобазальтовом типе вулканизма, — состав вулканических пород однородный — базальтовый и признаков кристаллизационной или какого-либо другого типа дифференциации магмы не обнаруживается. Яркими примерами могут служить платобазальты Фарерских островов в Атлантическом океане, где мощность платобазальтовых покровов достигает 3 км, но где каких-либо признаков изменений в химическом и петрографическом составе базальтов пока не установлено.

Здесь уместно напомнить высказывание А. Н. Заварицкого (1950, с. 3), относящееся к 1950 г., но не утратившее актуальности и сегодня, о том, что «мы еще очень далеки от того, чтобы составить полное представление даже о самых главных особенностях магматической дифференциации, исходя из наших сведений о физической химии этих процессов».

5. Если отказаться от предположения о существовании принципиальных различий в составе продуктов вулканизма и характере его проявления в океанах и на континентах, то по составу продуктов вулканизма с большой вероятностью можно допустить, что не существует принципиальных различий и между составом земной коры, и ее геологической структурой в океанах и на материках.

Не указывает на принципиальное различие структуры и состава коры и характер физических полей Земли над континентальными и океаническими пространствами, которые будут охарактеризованы во второй главе работы.

Физические поля Земли

В первой главе приведены геологические данные о неоднородности химического и петрографического состава вулканических пород на океанических островах и на дне океанов и морей, которые, по нашему мнению, явно противоречат широко распространенному среди геологов и геофизиков и частично среди океанологов представлению о «базальтовом» составе тонкой однослойной земной коры под океанами. Эта концепция, сформировавшаяся в ее современном виде в течение последних 20 лет, основывается исключительно на фактическом материале геофизики и даже по существу на данных одного из ее методов — метода глубинного сейсмического зондирования, позволяющего по скоростям распространения сейсмических волн в горных породах земной коры определять упругие свойства последних. В этой главе приводятся конкретные геофизические материалы, характеризующие физические поля Земли под континентами и океанами, которые, с нашей точки зрения, свидетельствуют в пользу однотипности коры на всей поверхности планеты. Если бы земная кора имела различный состав и неоднородную структуру под континентами и океанами, это не могло бы, вероятно, не отразиться на характере физических полей океанических и континентальных площадей земной поверхности. Между тем ни тепловой поток, ни характер гравитационного и магнитного полей, ни скоростная сейсмическая характеристика коры, ни некоторые другие ее качественные показатели, например вязкость коры, не обнаруживают принципиальных различий на континентах и в океанах. Приведем конкретные данные.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

В последнее десятилетие интенсивность теплового потока, поступающего из недр Земли как на континентах, так и под океанами, была определена в тысячах пунктов; в итоге исследователи пришли к выводу, что как в диапазонах колебаний числовых значений интенсивности потока, так и в среднем значении его интенсивности на континентах и в океанах различий не обнаруживается, хотя при принятии гипотезы коры двух типов (континентального и океанического) такое различие должно было бы существовать, особенно если учесть, что большая часть тепла генерируется в результате распада радиоактивных элементов. Последние, как показал опыт изучения условий их локализации в недрах Земли, сосредоточены почти исключительно в кислых породах земной коры и почти отсутствуют в основных и ультраосновных породах верхней мантии. Соответственно и тепловой поток на континентах должен был бы быть более интенсивным, чем в океанах. Гипотеза о наличии двух кор на сегодня настолько прочно вошла в сознание ее сторонников, что они предпочитают скорее объяснить одинаковую интенсивность теплового потока на континентах и в океанах

иным составом мантии под последними, нежели допустить однотипность коры на всей поверхности планеты. О том, каков вещественный состав мантии под океанами, генерирующей тепловой поток, мы в литературе указаний не нашли, а те материалы, которые приводятся в работах различных исследователей, свидетельствуют о перидотитовом или эклогитовом составе верхов верхней мантии, обогащенном, по мнению сторонников существования «двух кор», радиоактивными элементами на глубину в несколько сотен километров. Однако, с нашей точки зрения, не исключается, что тепло под океанами генерируется радиоактивными элементами, сосредоточенными в «третьем» слое, состав которого может быть близок к составу «гранитного» слоя коры континентов.

Перейдем, однако, к описанию конкретных данных о количественных значениях теплового потока под океанами и на континентах. Большинство этих сведений приводится в работе У. Г. К. Ли и С. П. Кларка (1969) о тепловом потоке и вулканических температурах. Поскольку статья У. Г. К. Ли и С. П. Кларка имеется в русском переводе, мы сочли целесообразным перепечатывать таблицы значений теплового потока из их работы и приведем лишь данные о тепловом потоке под океанами и на континентах, полученные после публикации материалов Ли и Кларка или не учтенные в их работе.

Тепловой поток в океанах

Атлантический океан

Данные о тепловом потоке на дне Атлантического океана, не вошедшие в таблицу У. Г. К. Ли и С. П. Кларка, имеются в работах Д. Эппа и др. (Epp et al., 1970) — о тепловом потоке в Карибском море и Мексиканском заливе, А. Дж. Эриксона с соавторами (Ericson et al., 1972) — о тепловом потоке в трогге Кайман и бассейне Юкатан, Р. Жерара и др. (Gerard et al., 1962) — о геотермическом градиенте в воде и донных осадках Западной Атлантики, К. И. Гораи и соавторов (Hogai et al., 1970) — об измерении теплового потока на хребте Рейкьянес.

В первой работе авторы по 87 замерам теплового потока определили его значение от 1 до 2 кал/см²·с, за исключением площадей Юкатанской впадины и грабена Кайман, где эти значения составляют 2.08—2.78 кал/см²·с. А. Дж. Эриксон с соавторами приводят следующие значения теплового потока для северо-западной части Карибского моря: в трогге Кайман — 1.3—2.26 кал/см²·с, на хребте Кайман — 1.16—1.53, в бассейне Юкатан — 1.1—1.79. Они указывают, что тепловой поток в бассейне Юкатан и в хребте Кайман близок к среднему мировому значению, равному 1.50 кал/см²·с. Р. Жерар и др. определили величину теплового потока в 14 точках, между северо-восточным берегом Бразилии и мысом Гаттерас (США), при этом в океаническом бассейне тепловой поток оказался равным 1.42, на Срединно-Атлантическом хребте — 3.37, а в жёлобе Пуэрто-Рико — 1.17 кал/см²·с. По данным авторов четвертой работы, на хребте Рейкьянес (по 10 замерам на поперечном профиле в средней части хребта) значения теплового потока изменяются от 0.8 до 6.71 кал/см²·с.

Индийский океан

Некоторые дополнительные материалы о тепловом потоке в Индийском океане приводятся в работах Г. Б. Удинцева с соавторами (1968), Ф. С. Бёрча и А. Ж. Халунена (Birch, Halunen, 1966), Р. У. Цирдлера (Cirdler, 1970) и М. Дж. Лангсета и П. Т. Тэйлора (Langseth, Taylor, 1967).

В первой работе на основе 400 определений значений теплового потока в океане указывается, что относительные минимумы его значений (1—2 кал/см²·с) соответствуют таковым центральной рифтовой долины Среднего Индоокеанского хребта, максимальные (3—4 кал/см²·с) — горным хребтам, обрамляющим долину, на склонах хребта значения уменьшаются до 0.5—1.0 кал/см²·с. Ф. С. Бёрч и А. Ж. Халунен производили измерения теплового потока в Индийском океане, в Средиземном и Красном морях. По их данным, тепловой поток в Индийском океане варьирует от 0.87 до 1.35 кал/см²·с, а восточнее Мадагаскара — от 0.86 до 1.97. В Средиземном море, юго-восточнее о. Сицилия, значение теплового потока равно 0.64 кал/см²·с, а к северо-западу от района Стромболи — 0.42—1.83 кал/см²·с. Для северной части Красного моря получено наибольшее значение теплового потока — 2.29 кал/см²·с. Р. У. Цирдлер указывает, что величина теплового потока, измеренная в разных скважинах Красного моря, колеблется от 2.63 до 4.03 кал/см²·с. По данным М. Дж. Лангсета и П. Т. Тэйлора, различные впадины Индийского океана характеризуются нормальными величинами теплового потока (кал/см²·с): Сомалийская — 1.21, Индийская и Чагос — 1.33, Южно-Аравийская — 1.47, Мозамбикская — 1.28; средняя величина теплового потока по океану — 1.43 кал/см²·с.

Тихий океан

Значения теплового потока в Тихом океане, не учтенные в таблице У. Г. К. Ли и С. П. Кларка, приводятся в работах: А. К. Поповой и соавторов (1969) — о глубинном тепловом потоке и его связи с тектоническим строением дна Тихого океана, П. Грима (Grim, 1969) — о тепловом потоке в Тасмановом море, К. И. Гораи (Hogai, 1967) — о потоке на Японских островах и в прилегающих морях, Б. Дж. Коргена (Korgen, 1971) — о тепловом потоке на дне Каскадского бассейна, в пределах континентального склона в штате Орегон, Ф. С. Бёрча (Birch, 1956) — о потоке в атолле Эниветок, К. Реа и соавторов (Rea et al., 1964) — о тепловом потоке между Северной Америкой и Гавайскими островами, Дж. Склатера и Ч. Корри (Sclater, Corry, 1967) — о тепловом потоке в окрестностях Гавайских островов, В. Вакье и соавторов (Vacquer et al., 1966) — об изучении теплового режима северо-западной части Тихого океана, Т. Ватанабе и др. (Watanabe et al., 1970) — о тепловом потоке в Филиппинском море, С. Уеда и соавторов (Uyeda et al., 1964) — об измерениях теплового потока в периоды круизов Дж. ЭДС-6 и Дж. ЭДС-7 в 1963 г. в западной части Тихого океана, М. Ясуи и др. (Yasui et al., 1966) — об изучении теплового режима в Японском море.

Основные результаты упомянутых исследований сводятся к следующему.

В итоге 720 замеров теплового потока, проведенных А. К. Поповой, Я. Б. Смирновым и Г. Б. Удинцевым на различных по геоморфологическим и тектоническим условиям участках дна океана, оказалось, что его минимальное значение — на склонах части океанических хребтов, 0.07 кал/см²·с, а максимальное — 10.0 кал/см²·с — в зонах разломов. Среднее значение теплового потока из 720 замеров по океану — 1.75 кал/см²·с. В Тасмановом море величина теплового потока, по данным П. Грима, изменяется от 1.06 до 1.54 кал/см²·с и достигает максимальных значений (2.31 и 2.40 кал/см²·с) вблизи о. Лорд-Хау. Среднее значение теплового потока для Охотского и Японского морей, по Гораи, больше 2 кал/см²·с, для северо-западной части Тихого океана — больше 1 кал/см²·с.

Б. Дж. Корген приводит величины теплового потока по 41 станции, сгруппированной в районе с координатами 44°38'—54° с. ш. и 124°36' и 125°43.4' в. д. в Каскадном бассейне. Значения теплового потока по стан-

циям изменяются с 1.08 до 7.21 кал/см²·с, равняясь в среднем 2.97. На атолле Эниветок они, по Берчу, варьируют от 0.8 до 12 кал/см²·с. Тепловой поток между Северной Америкой и Гавайскими островами, измеренный на 23 станциях, изменяется, по данным К. Реа и др., от 0.80 до 2.78 кал/см²·с, среднее значение его равно 1.4 кал/см²·с. Дж. Склатер и Ч. Корри измерили тепловой поток в 53 точках в районе Гавайских островов и получили значения от 0.71 до 1.9 кал/см²·с, северо-восточнее о-вов Оаху, Мауи и Гавайи — 1.38 кал/см²·с; среднее значение по району островов — 1.6 кал/см²·с.

В районе северо-западного окончания Тихоокеанского подводного поднятия, по данным В. Вакье, С. Уеда и др., тепловой поток без какой-либо закономерности изменяется от 0.5 до 3.5 кал/см²·с.

Во время рейсов Японской экспедиции (Уеда, Ясуи, Сато и др.) по исследованию морских глубин (JEDS) в западной части Тихого океана были получены значения теплового потока по 7 станциям, они варьировали от 0.58 до 1.38 кал/см²·с, в среднем составляли 0.93. Наконец, М. Ясуи, Т. Кисии и другие по 116 точкам замера определили среднее его значение в Японском море в 2.17 ± 0.40 кал/см²·с.

Данные о величине теплового потока в Северном Ледовитом океане нами были встречены только в работе Е. А. Любимовой и соавторов (1969). В ней отмечается, что значения теплового потока, поступающего через дно Арктического бассейна в районе хребта Ломоносова, изменяются от 1.4 до 2.7 кал/см²·с, а средняя его величина составляет 1.96 ± 0.23 кал/см²·с.

Средние значения теплового потока по отдельным океанам приведены в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

Средние значения теплового потока в океанах

Океан	Число измерений	Среднее значение теплового потока по океану, кал/см ² · с
Атлантический	345	1.42
Индийский	622	1.64
Тихий	1480	1.64
Северный Ледовитый	21	1.07
Среднее по Мировому океану	2468	1.42

Автор не может не привести строк из работы Р. П. Герцена и У. Г. К. Ли (1972, с. 68), которые пишут: «Наиболее важное открытие, сделанное при исследовании земного теплового потока, заключается в том, что средний тепловой поток на континентах не отличается сколь угодно от среднего теплового потока в океанах». Ниже на основе количественных значений теплового потока на континентах показано, что дело обстоит именно так. Однако автор считает, что однозначность тепловых потоков на континентах и в океанах скорее всего можно объяснить однородностью коры Земли на всей ее поверхности, чем предполагать обогащенность радиоактивными элементами ультраосновных пород мантии до больших глубин; такая интерпретация автора находит подтверждение и в характере гравитационного поля нашей планеты.

Тепловой поток на континентах

Северная Америка

Новые данные о тепловом потоке в Северной Америке имеются в первоисточниках, опубликованных одновременно или после выхода из печати статьи У. Г. К. Ли и С. П. Кларка (1966). Это работы Р. У. Рекса (Rex, 1966), где для долины Империял в Калифорнии приводятся значения теплового потока вблизи вулканов, равные $7 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$ (в южном направлении значение теплового потока уменьшается до $1.6\text{--}1.8 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$), У. С. Б. Патерсона и Л. К. Зау (Paterson, Zaw, 1966), определивших в зал. Мулд, в Арктической Канаде, среднее значение теплового потока $0.46 \pm 0.08 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, а к востоку от о. Принс-Патрик — $1.46 \pm 0.16 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, А. Е. Бекка и Дж. Р. Неофитаи (Beck, Neophytai, 1969), установивших значение теплового потока в горнорудном районе Коронейши, в Канаде, по скважинам (в интервале глубин $100\text{--}200 \text{ м}$ — $0.8\text{--}1.4$, а на глубинах $200\text{--}450 \text{ м}$ — $0.6\text{--}1.1 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$), Дж. Брана и др. (Brune et al., 1969), определивших плотность теплового потока в зоне сдвига Сан-Андреас в $0.3 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, Г. К. Хельдгесона (Helgeson, 1968), определившего величину теплового потока на оз. Салтон в Южной Калифорнии приблизительно в $17 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, Т. Л. Хиней и Г. Дж. Вассербурга (Heneuey, Wasseburg, 1971), установивших в зоне крупных сбросо-сдвигов в Калифорнии среднее значение теплового потока, равное $1.6 \pm 0.28 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, А. М. Джессопа и А. С. Юджа (Jessop, Judje, 1971), по пяти замерам в скважинах Южной Канады определивших колебания значений теплового потока от $0.70\text{--}0.80$ до $1.35\text{--}1.65 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, Т. Льюиса (Lewis, 1969), определившего для района Эльдorado Канады среднее значение теплового потока, равное $1.3 \pm 0.1 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, Дж. Х. Сасса и др. (Sass et al., 1971), установивших не менее чем по 150 скважинам, что величины теплового потока на западе США от места к месту резко меняются, варьируя от пониженных (менее $1.5 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$) до повышенных (превышающих $2.5 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$) значений.

Новейшее обобщение материалов о тепловом потоке в Северной Америке дано в статье Г. Симмонса и Р. Ф. Роя (1972); в ней указывается что в восточной части территории США значения теплового потока обычно близки $1.1 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, между Аппалачами и Кордильерами — 1.2 , а в западных областях они достигают $2.0 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$.

Данные о тепловом потоке в Южной Америке в литературе нами не встречены.

Африка

Новейшие сведения о тепловом потоке в Африке приводятся в работах: А. Е. Бекка и Е. Мустонена (Beck, Mustonen, 1971) — о тепловом потоке на территории Ганы, А. Е. Карта и А. И. Руйена (Carte, Rooyen, van, 1971) — о дополнительных измерениях теплового потока в Южной Африке, Р. П. Герцена и В. Вакье (Herzen, Vacquer, 1967) — о тепловом потоке на оз. Малави.

Авторы первой работы в бассейне р. Вольта по 4 скважинам установили для западной части Ганы значение теплового потока, равное $1.4 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, на юге района тепловой поток снижается до $1.0 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$. В работе А. Е. Карта и А. И. Руйена отмечается, что значения теплового потока в Южной Африке изменяются от 1.0 до $1.8 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, имеют минимальные значения ($1.0\text{--}1.4 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$) в пределах докембрийского щита Лимпопо и повышаются до максимальных значений в соседних платформенных впадинах. В работе Р. П. Герцена и В. Вакье приводятся значения теплового потока для северной и южной частей оз. Малави, соответственно равные 0.54 и $0.70 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$, а для центральной части — в среднем $2.30 \text{ кал/см}^2\cdot\text{с}$.

Австралия и Новая Зеландия

Дополнительные данные о тепловом потоке в Австралии и Новой Зеландии имеются в работах Дж. Х. Сасса (Sass, 1964) — о тепловом потоке на Западно-Австралийском докембрийском щите (здесь, в районе Калгурли, значение теплового потока равно 0.96, в районе Кулгарди — 0.90, а в Норсиен — 1.0 кал/см²·с), Р. Д. Гайндмена и Дж. Э. Эверетта (Hyndman, Everett, 1968) — об определении теплового потока в слаборадиоактивной области докембрийского щита Западной Австралии (значения теплового потока на участках распространения основных пород равны 0.69 и 0.82 кал/см²·с, а тепловой поток из мантии, по-видимому, меньше 0.4 кал/см²·с). Р. Д. Гайндмена и соавторов (Hyndman et al., 1969), установивших на побережье Нового Южного Уэльса в трех скважинах глубиной 183, 214 и 213 м величину теплового потока, соответственно равную 1.1, 1.0 и 1.3 кал/см²·с.

Средний тепловой поток на территории Квинсленда, по данным Р. Д. Гайндмена и Дж. Х. Сасса (Hyndman, Sass, 1966), равен 1.96 ± 0.03 кал/см²·с, но в некоторых районах он изменяется от 1.44 до 2.57 кал/см²·с. В районе Кобар Нового Южного Уэльса А. Е. Ле Мерн и Дж. Х. Сасс (Le Merne, Sass, 1962) установили значение теплового потока, равное 2.18 ± 0.33 кал/см²·с.

Ф. Е. Штудт и Г. Е. К. Томпсон (Studt, Thompson, 1969) на Северном острове Новой Зеландии определили величину геотермического градиента в 0—148 град/км, а тепловой поток — в 0.5 кал/см²·с.

Азия

В большом числе работ имеются сведения о тепловом потоке в азиатской части СССР и в зарубежной Азии, которые не были учтены в статье У. Г. К. Ли и С. П. Кларка. Рассмотрим важнейшие из них.

СССР. В первую очередь следует упомянуть работу С. В. Лысака (1967) о геотермическом районировании южной части Восточной Сибири где тепловой поток в центральных частях Байкальского сводового поднятия и Иркутского амфитеатра достигает $3.9 \cdot 10^{-2}$ ккал/м²·ч. Что касается нефтеносных районов Азербайджана, то Г. М. Сухарев с соавторами (1969) установили, что максимальные значения теплового потока (в среднем 2.2 кал/см²·с) приурочены к антиклинальным зонам, а минимальные — порядка 0.9—1.0 кал/см²·с — соответственно к зонам синклиналим. М. П. Шаорашадзе (1970) определяет значение теплового потока в скв. 4 Обча в Грузии в 1.41 кал/см²·с, Н. А. Волкова с соавторами (1970) в двух скважинах Октябрьской площади Хабаровского края получили среднее значение теплового потока, равное 0.95 ± 0.16 кал/см²·с, а для Перевальской площади — 0.97 ± 0.27 . В Ферганской долине Ю. Н. Зуевым Ф. В. Фирсовым (1968) определено колебание величины теплового потока от 1.15 до 2.58 кал/см²·с, а среднее значение — в 1.7 кал/см²·с. В области Байкальского рифта Е. А. Любимова (1968) установила среднее значение теплового потока, составляющее 2.8 кал/см²·с, что, по ее мнению, значительно превышает средний континентальный тепловой поток, равный 1.5 кал/см²·с. Е. А. Любимова и Ф. В. Фирсов (1966) для некоторых районов Средней Азии, по 4 скважинам в районе Тянь-Шаня и 2 скважинам в Казахстане, получили значения теплового потока, изменяющиеся от 1.08 до 1.80 кал/см²·с, а его среднее значение для этих районов — 1.3.

У. П. Моисеенко и Л. С. Соколова (1967) для Столбовской структуры Восточной Камчатки определили величину теплового потока в 1.05 ± 0.12 кал/см²·с, а А. М. Плющ и Н. К. Кадыров (1971) для Сиазанской моноклинали по 3 участкам дали значения теплового потока соответственно 1.19, 1.11 и 1.05 кал/см²·с. По данным Э. Э. Фотиади и соавторов (1969), тепловой поток в центральной, южной и юго-западной частях Западно-

Сибирской плиты изменяется от 1.23 до 0.87 кал/см²·с, наблюдается тенденция к его уменьшению от центра плиты к ее периферии. Следует отметить также работу А. А. Аветисьянца с соавторами (1968), которые определили величину теплового потока по скважине Каджаран, расположенной вблизи пос. Анкаван, в Армении, в 2.06 кал/см²·с, и А. А. Аветисьянца (1968) — о тепловом потоке в приереванском районе, выражающемся в среднем величиной 1.80 кал/см²·с.

З а р у б е ж н а я А з и я. Материалы по тепловому потоку в медно-рудном поясе Херти Раджистана, в Индии, имеются в работе М. Л. Гупта с соавторами (Gupta et al., 1967); среднее значение теплового потока по 3 скважинам оценивается здесь в 1.76 кал/см²·с.

В Камбайском бассейне в Индии, на площадях Калол, Навагам и Катахана, М. Л. Гупта с соавторами (Gupta et al., 1970) определили величину теплового потока в 1.8—2.2 кал/см²·с.

Что касается Тихоокеанского побережья Японии, то для районов Каменеси, Надатамагава и Осаридзава К. И. Гораи (Hogai, 1963) получил следующие значения теплового потока: для первого района — 0.37—0.66, для второго — 1.14 и для третьего — 2.24 кал/см²·с. В некоторых районах о. Хоккайдо значения теплового потока, по его же данным, составили: для Акабира — 1.07, Асибецу — 1.35, Хабаро — 1.87, Симокава — 1.60—1.82 и Кономаи — 2.44—2.63 кал/см²·с; в районе Тоёха эта величина превысила 5 кал/см²·с. На основании 39 определений М. Ясуи с соавторами (Yasui et al., 1970) значение теплового потока на о-вах Рюкю оценили в 1.52—2.97 кал/см²·с. Высокие значения потока отмечены также в зоне разломов Окинава (4.42—5.68 кал/см²·с).

В Корее среднее значение теплового потока (исключая одно аномальное — 3.2 кал/см²·с), по данным Х. Мизутани и др. (Mizutani et al., 1970), составляет 1.5 кал/см²·с, т. е. совпадает со среднеземным. Р. У. Рао с соавторами (Rao et al., 1970) оценили величину теплового потока в районах Дамуа и Моганани Сатпурского Гондванского бассейна соответственно в 1.46 ± 0.2 и 1.18 ± 0.13 кал/см²·с.

Величина теплового потока на о. Амчитка, по данным Дж. Х. Сасса и Р. Дж. Монро (Sass, Monroe, 1970), колеблется от 0.76 до 1.20 кал/см²·с, а на о. Минданао — от 1.03 до 1.11.

Европа

Помимо скудных данных, содержащихся в работе У. Г. К. Ли и С. П. Кларка по тепловому потоку в европейской части СССР и в зарубежной Европе, довольно многочисленные материалы по этому вопросу приводятся и в других первоисточниках.

С С С Р. Тепловому режиму земной коры юго-запада Белоруссии посвящена работа Ю. Г. Богомолова. Значения теплового потока здесь варьируют в диапазоне 0.34—1.40 кал/см²·с. Ю. Г. Богомолов с соавторами (1969) установил также среднее значение теплового потока на южном склоне Белорусского кристаллического массива, равное 0.34—1.84 кал/см²·с. А. С. Джамаловой (1966) оценена величина теплового потока в районах Избербашской антиклинали и Присулакской изменности, она составляет здесь 0.797 кал/см²·с. Ею же рассмотрен тепловой режим в районе Русского Хутора равнинного Дагестана, где тепловой поток составляет в среднем по разрезу 1.36 кал/см²·с. А. С. Джамаловой (1969) принадлежит также работа о глубинном тепловом потоке на территории Дагестана. По отдельным промышленным площадям даются следующие значения теплового потока: 1) Га́ша — 0.8, 2) Избербаш — 0.74, 3) Каспийск — 1.05, 4) Махачкала — 0.96, 5) Русский Хутор — 1.32, 6) Южно-Сухокумская — 1.25, 7) Солончаковая — 1.03, 8) Степная — 1.32, 9) Ба́жиган — 1.58, 10) Кара́ман — 0.96, 11) Сулак — 0.65, 12) Бабаюрт — 0.70 кал/см²·с; среднее значение по перечисленным площадям —

1.30 кал/см²·с. Следует также отметить работу Я. Н. Кашпур с соавторами (1971) о тепловом поле герцинских авлакогенов, где на типовом примере прогиба Большого Донбасса величина теплового потока определяется в 1.27 ± 0.13 кал/см²·с, и Т. С. Лебедева и др. (1967) — о геотермических условиях Крыма. Тепловой поток в Крыму имеет следующие значения: Горный Крым — 1.1—1.2, Индоло-Куманский прогиб — 0.8—1.0, центральная часть полуострова — 1.2—1.8, прилегающие районы Русской платформы — 0.8—1.0 кал/см²·с. Упомянем также статью Т. С. Лебедева, Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко (1967) о геотермических условиях советских Восточных Карпат и Крыма. В Закарпатском прогибе тепловой поток равен 2.2—2.5, в Предкарпатском прогибе он варьирует от 1.1—1.3 до 0.78—0.85 кал/см²·с. Керченская, Новоселовская и Тарханкутская тепловые аномалии дают значения до 2.5 кал/см²·с. Е. А. Любимова с соавторами (1966) приводят значения теплового потока для Украинского щита (Умань — 0.6, Белая Церковь — 0.63 кал/см²·с), Кольского полуострова (Печенгский район — 0.72—0.86 кал/см²·с), района Алма-Аты — 1.1 кал/см²·с и Южного Казахстана — 1.2 кал/см²·с. Ф. А. Макаренко и др. (1970) пишут о тепловом потоке в Предкавказье, где, по их данным, он изменяется от 0.65 до 3.38 кал/см²·с. Д. Г. Протосеня (1962) посвятил свою работу тепловому потоку в Припятском грабене; в толще каменной соли тепловой поток изменяется от 0.61 до 1.47 кал/см²·с. В статье Я. Ю. Смирнова с соавторами (1970) упоминается о тепловом потоке в восточной части Русской платформы, где величина теплового потока изменяется от 0.70 до 1.40 кал/см²·с, хотя большая часть измерений дает колебания между 0.85 и 1.25 кал/см²·с. В. В. Суетнов (1963) пишет о тепловом потоке в Хошлензиле и Дузлаке (Дагестан). В первом районе тепловой поток изменяется от 0.47 до 1.38, а во втором — от 0.32 до 5.94 кал/см²·с. В другой работе В. В. Суетнова (1967) говорится о тепловом потоке в Предгорном Дагестане, где им выделяются 4 участка, различающихся по величине теплового потока. На центральном участке и на участке Предгорного прогиба тепловой поток менее 1.0 кал/см²·с, на северном и южном участках он достигает 2.0 кал/см²·с. О тепловом потоке в Северном Дагестане, где значения его близки к 1.0 кал/см²·с, говорится в работе В. В. Суетнова, относящейся к 1968 г. Г. М. Сухарев и С. П. Власова (1968) пишут о плотности теплового потока по Александровской опорной скважине, равной 3.5 ± 0.5 ккал/м²·ч; Г. М. Сухарев, С. П. Власова и Ю. К. Тарануха (1968) — о тепловом потоке по скв. 1 Змейской площади, где его величина равна $4.37 \pm 0.93 \cdot 10^{-2}$ ккал/м²·ч, Г. М. Сухарев, С. П. Власова, Ю. К. Тарануха и В. Б. Цогоев (1969) — о тепловом потоке в Северо-Осетинской АССР, где его величина изменяется от $4.37 \cdot 10^{-2}$ до $12.2 \cdot 10^{-2}$ ккал/м²·ч; Г. М. Сухарев, Ю. К. Тарануха, С. П. Власова и В. Б. Цогоев (1969) — о тепловом потоке по скв. 2 «Металлург» (геотермический градиент в скважине равен 0.0141 град/м, а тепловой поток — $2.97 \cdot 10^{-2}$ ккал/м²·ч), Г. М. Сухарев, С. П. Власова и Ю. К. Тарануха (1968) — о тепловом потоке по скв. 10 Веселовского поднятия Центрального Предкавказья (тепловой поток здесь равен $(5.87 \pm 0.27) \times 10^{-2}$ ккал/м²·ч).

Страны зарубежной Европы. Сведения о тепловом потоке на территории Центральной и Западной Европы приводятся в работах А. Е. Бекка и А. С. Юджа (Beck, Judge, 1969) — о тепловом потоке в некоторых скважинах Англии (средняя величина потока по скважинам определена в 0.76 кал/см²·с), Т. Болдишара (Boldizsar, 1963) — о тепловом потоке в районе Лардерелле в Венгрии, где тепловой поток имеет аномально высокие значения от 6 до 14 кал/см²·с, а геотермический градиент составляет 20—80 град./км, Т. Болдишара (Boldizsar, 1964) — о тепловом потоке в Венгерском бассейне, где средний температурный градиент равен 54.2 град./км, а средний тепловой поток составляет 2.4 кал/см²·с, Т. Болдишара (Boldizsar, 1967) — о тепловом

потоке в пермских отложениях Венгрии, где среднее значение его составляет 2.4 кал/см²·с, Т. Болдишара (Boldizsar, 1968) — о тепловом потоке в Венском бассейне (среднее значение теплового потока по бассейну равно 1.2 кал/см²·с), Р. Бургасси и соавторов (Burgassi et al., 1965) — о тепловом потоке в районе горы Амиатина в Италии (тепловой поток в этом районе равен 2.5, местами же достигает 5—8 кал/см²·с), В. Чермака (Čermak, 1968) — о тепловом потоке в Альпийско-Карпатском передовом прогибе в Южной Моравии, где средняя величина его составляет 1.41 кал/см²·с; для всей территории Чехословакии она равна 1.80 кал/см²·с. В работе В. Чермака (Čermak, 1967) приводятся данные о тепловом потоке близ Теплице в Северной Богемии; здесь тепловой поток измерен в 5 скважинах и его значения равны: в скв. ТН-6 (50° 38' с. ш., 13° 51' в. д.) — 4.41±0.40, ТН-25 (50° 39' с. ш., 13° 49' в. д.) — 3.78—2.51±0.25, GU-24 (50° 38' с. ш., 13° 57' в. д.) — 1.62±0.10, CS-1 (50° 44' с. ш., 13° 40' в. д.) — 2.00±0.15 кал/см²·с. В работе В. Чермака и Б. Крчмара (Čermak, Krčmar, 1967) говорится о тепловом потоке на Богемском докембрийском массиве (в пункте с координатами 49° 23' с. ш., 14° 43' в. д.), где он равен 1.12±0.02 кал/см²·с. Необходимо отметить также следующие статьи и монографии: Ж. Гогеля (Gougel, 1967) — о тепловом потоке в массиве Мон-де-Блок, где он равен 2.19 кал/см²·с, Р. Гентинже и Ж. Жоливе (Hentinger, Jolivet, 1967) — о тепловом потоке в массиве Мон-де-Блок и в районе Ангулема (в первом районе он равен 2.4, а во втором — 1.7 кал/см²·с), А. Лахенбруха (Lachenbruch, 1968) — о тепловом потоке в Сьерра-Неваде в Испании (по замерам в четырех скважинах он изменяется от 0.45 до 1.3 кал/см²·с, В. Майнке и соавторов (Meinke et al., 1967) — о тепловом потоке в Тюрингенском бассейне, где его средняя величина для всего бассейна равна 1.6 кал/см²·с, Ф. Монжелли и Ж. Ричетти (Mongelli, Riechetti, 1970) — о земной коре и тепловом потоке во впадине Брадано в Южной Италии (величина теплового потока в недрах впадины варьирует от 0.4 до 2.2 кал/см²·с), В. Новака (Novak, 1971) — о тепловом потоке в двух глубоких скважинах Жданицкого леса в Чехословакии (величина теплового потока в скв. 1 составляет 1.02—1.34, а в скв. 2 — 0.97—1.16 кал/см²·с, М. Пуранена и соавторов (Puranen et al., 1968) — о тепловом потоке в Финляндии, где средние значения его изменяются от 0.65 до 1.2 кал/см²·с, В. Романовского и С. Руберта (Romanovsky, Roobaert, 1967) — о температурном градиенте в глубоко залегающих отложениях в зал. Госконь (в четырех скважинах на глубине 1820—2100 м в осадочной толще геотермический градиент имеет значения 50—80 град./км, а тепловой поток равен 1.10—1.76 кал/см²·с). Ниже приведены средние значения теплового потока по континентам.

Континент	Тепловой поток, кал/см ² · с
Африка	1.42
Северная Америка	1.51
Австралия и Новая Зеландия	1.37
Азия	1.65
Европа	1.56
<hr/>	
Среднее	1.45

Таким образом, средний тепловой поток на континентах на 0.03 кал/см²·с больше, чем в океанах (1.42 кал/см²·с), а его среднее земное значение получается равным 1.435 кал/см²·с. Приведенные цифровые данные не свидетельствуют о наличии принципиальных различий в земной коре под теми и другими.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Гравитационное поле Земли должно отражать в первую очередь латеральное распределение более и менее плотных масс вещества приповерхностных частей Земли, т. е. прежде всего континентов и океанов, если кора под ними неодинакова. Однако Дж. П. Буллард (1972, с. 243) пишет, что «в настоящее время ясно только то, что аномалии геоида, определенные по данным наблюдений за спутниками, не связаны с распределением таких поверхностных масс, как материки и океаны. Стрендж указал, что распределение максимумов высоты геоида, так же как и разложение по сферическим гармоникам имеющихся данных о гравитационном поле на поверхности Земли, позволяют говорить о их

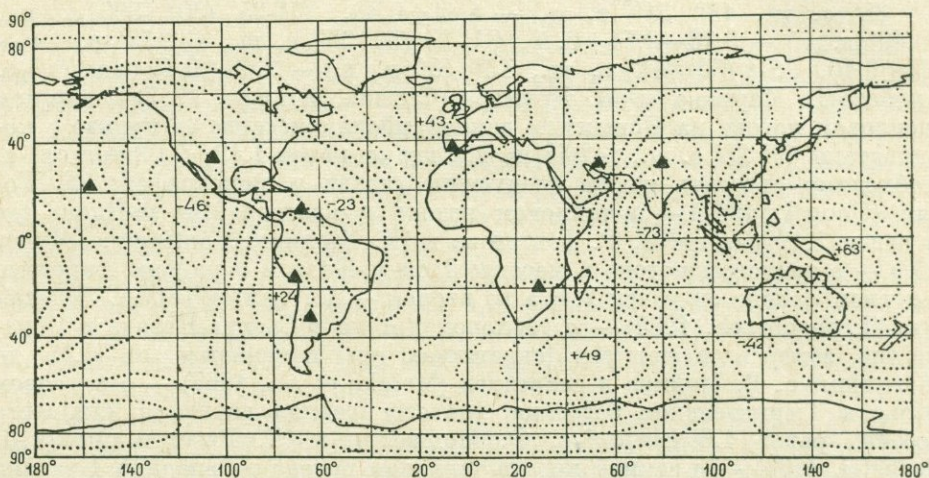


Рис. 8. Карта высот геоида, описываемых сферическими функциями до шестого порядка (Буллард, 1972).

Составлена по данным, полученным при наблюдениях за спутниками. Сечение изолиний — 10 м.

возможной корреляции с районами современной тектонической активности».

Гравитационное поле Земли в интерпретации Дж. П. Булларда с указанием главнейших геотумор и геодепрессий приведено на рис. 8. На этой карте с полной ясностью выступает отсутствие соответствия мегарельефа поверхности геоида с современным мегарельефом земной поверхности, т. е. с распределением материков — как положительных форм рельефа и океанических впадин — как форм отрицательных.

Об отсутствии корреляции между гравитационным полем Земли и мегарельефом земной поверхности говорит также М. А. Кан (1972), в статье которого (с. 259) мы читаем: «На фиг. 1 (см. наст. изд. рис. 9, — А. П.) изображены ундуляции геоида, а на фиг. 2 (см. наст. изд. рис. 10, — А. П.) гравитационные аномалии, вычисленные по отношению к геоиду со сжатием $1/299.75$. Эти ундуляции и аномалии получены из гармонических коэффициентов Козаи и тессеральных гармонических коэффициентов Гапошкина. Результаты изучения гравитационного поля дают общее представление об этом поле в глобальном масштабе. Представление гравитационного поля в виде сферических функций сделано до гармоник восьмого порядка. Таким образом, гравитационные аномалии на фиг. 2 можно сравнить с аномалиями, полученными с помощью наземной съемки и осредненными по площадям $22.5 \times 22.5^\circ$. В таком масштабе адекватно отражаются лишь длиннопериодные компоненты. Короткопериодные компоненты гравитационных аномалий, наиболее интересные для геофизиков, здесь представлены слабо.

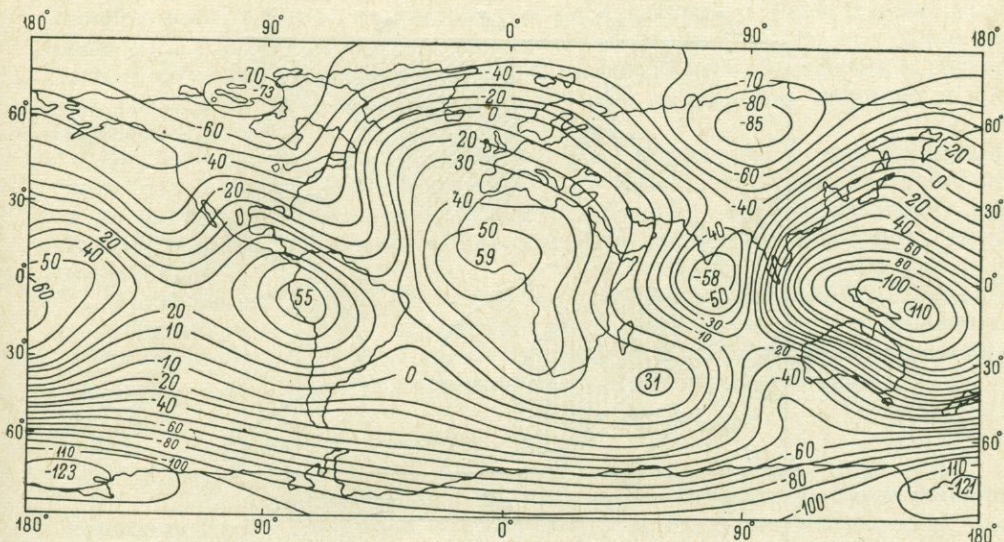


Рис. 9. Ундуляции геоида (м), вычисленные по отношению к фигуре, имеющей сжатие $f=1/299.75$ (Кан, 1972).

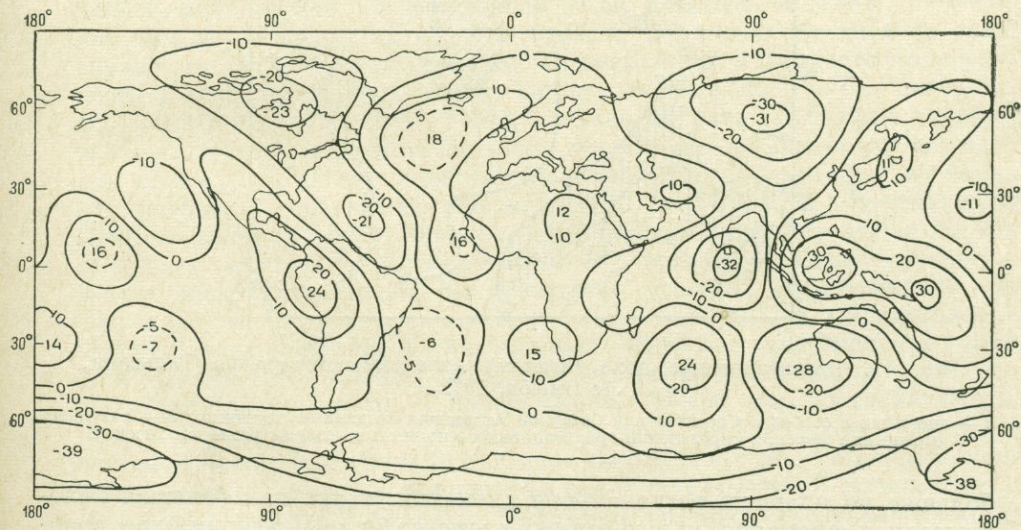


Рис. 10. Гравитационные аномалии (мгаллы) для равновесной фигуры, имеющей сжатие $f=1/299.75$ (Кан, 1972).

Это еще более очевидно, если сравнить дисперсию гравитационного поля, определенную по спутникам, с дисперсией аномалий в свободном воздухе, полученных с помощью наземной гравитационной съемки. . . Полученное по спутникам гравитационное поле Земли при той степени детализации, которая здесь рассматривается, позволяет выявить лишь

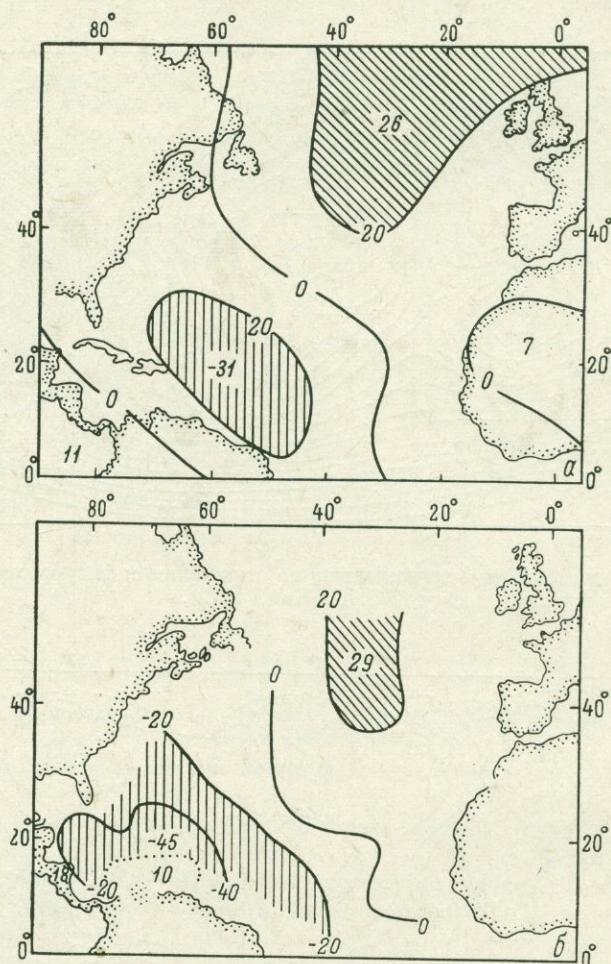


Рис. 11. Гравитационное поле (мгаллы) Атлантического океана (Тальвани, Ле Пишон, 1972).

a — аномалии в свободном воздухе для Северной Атлантики по данным спутников; *b* — результат осреднения морских определений гравитационного поля по площадям размером $20 \times 20^\circ$.

большие по площади региональные аномалии, такие как большая положительная аномалия к юго-западу от побережья Исландии, две отрицательные аномалии к западу и востоку от южной части Северной Америки, отрицательная аномалия в Индийском океане вблизи Цейлона и очень ярко выраженные положительные аномалии в районе Соломоновых островов и Новой Гвинеи.

Геофизический смысл этих аномалий пока не совсем ясен. Учитывая длиннопериодность аномалий, можно допустить, что они связаны либо с интегральным эффектом большого числа аномальных масс, расположенных в коре и верхней мантии, либо с аномальными массами, расположенными достаточно глубоко. В любом из этих случаев какой-то вклад в аномалии будет вносить поверхностная топография. Правда, рельеф создает эффект лишь второго порядка малости, и корреляция между

планетарными аномалиями гравитационного поля и рельефом оказываются низкой (на это указывал Джеффрис).

Нам, однако, кажется, что беспристрастное рассмотрение карт гравитационного поля Земли (рис. 9 и 10), приведенных М. А. Каном, позволяет утверждать, что какое-либо соответствие между приведенными на этих рисунках аномалиями гравитационного поля и мегарельефом земной поверхности, а равно и латеральным распределением более и менее плотных масс в периферической сфере тела Земли отсутствует, что, вероятно, можно объяснить только отсутствием принципиальных отличий в составе и структуре земной коры и верхов верхней мантии под океанами и континентами.

М. Тальвани и К. Ле Пишон (1972) исследовали гравитационное поле над Атлантическим океаном (рис. 11). Из рисунка явствует, что и во взятых изолированно океанах какая-либо корреляция между изобатами рельефа дна океана и изоаномалами гравитационного поля также отсутствует.

Приведенные данные, с нашей точки зрения, позволяют с большей вероятностью говорить об однородности состава и структуры земной коры на всей поверхности планеты, нежели о наличии принципиальных различий в ее составе и строении на континентах и океанах.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

В качестве одного из аргументов в пользу существования принципиальных различий в составе и структуре земной коры на континентах и в океанах часто приводится характер магнитного поля Земли на суше и в океанах. Специфической особенностью магнитного поля в океанах, по широко распространенному мнению, является строго линейное, волокнистое, по выражению Р. М. Деменицкой (1967), направление магнитных аномалий как при прямой, так и при обратной их ориентировке по отношению к полюсам. Пример такой линейности магнитного поля в северо-восточной части Тихого океана, по Р. Г. Мейсону и А. Д. Раффу (Mason, Raff, 1961), показан на рис. 12. Однако линейный тип регионального магнитного поля характерен, по-видимому, не только для океанов, но и для некоторых районов суши, удаленных на тысячи километров от побережья океанов. Так, например, Т. Н. Симоненко (1964) в средней части Западно-Сибирской низменности выделяет зону линейных магнитных и гравитационных аномалий, близко напоминающую систему аномалий на некоторых участках океанического дна. Она характеризует эту аномальную зону так (с. 39): «В центральной части Западно-Сибирской низменности наиболее значительной является система интенсивных меридиональных положительных магнитных аномалий (до 600 гамм) с поперечником 30—50 км, протягивающихся между меридианами 77—79° в. д. от р. Оби до Тазовской губы. С этой системой магнитных аномалий связано повышение гравитационного поля. Здесь весьма вероятны крупные разломы фундамента с внедрением по ним пород основного состава. Интересно заметить, что совершенно такой же характер магнитного поля наблюдается повсеместно на исследованных площадях акватории Тихого океана, где строго прямолинейные полосы аномалий той же ширины, той же интенсивности, с теми же горизонтальными градиентами, как и для упомянутой выше системы аномалий Западно-Сибирской низменности, протягиваются в меридиональном направлении на тысячи километров».

Аномальные магнитные зоны продолжают и далее на юг, в область Туранской низменности; описание их приводится в другой работе Т. Н. Симоненко (1965, с. 106): «Территория Туранской низменности характеризуется в общем выдержанным северо-западным простираем аномальных зон магнитного поля, причем здесь, так же как в Западно-

Сибирской низменности, крупные антиклинальные структуры отличаются пониженным магнитным полем, а в депрессионных зонах наблюдается повышенное магнитное поле».

Позднее Т. Н. Симоненко (1972, с. 60) отмечала: «Сопоставление статистических характеристик магнитного поля материков и океанов показывает, что между этими характеристиками не имеется принципи-

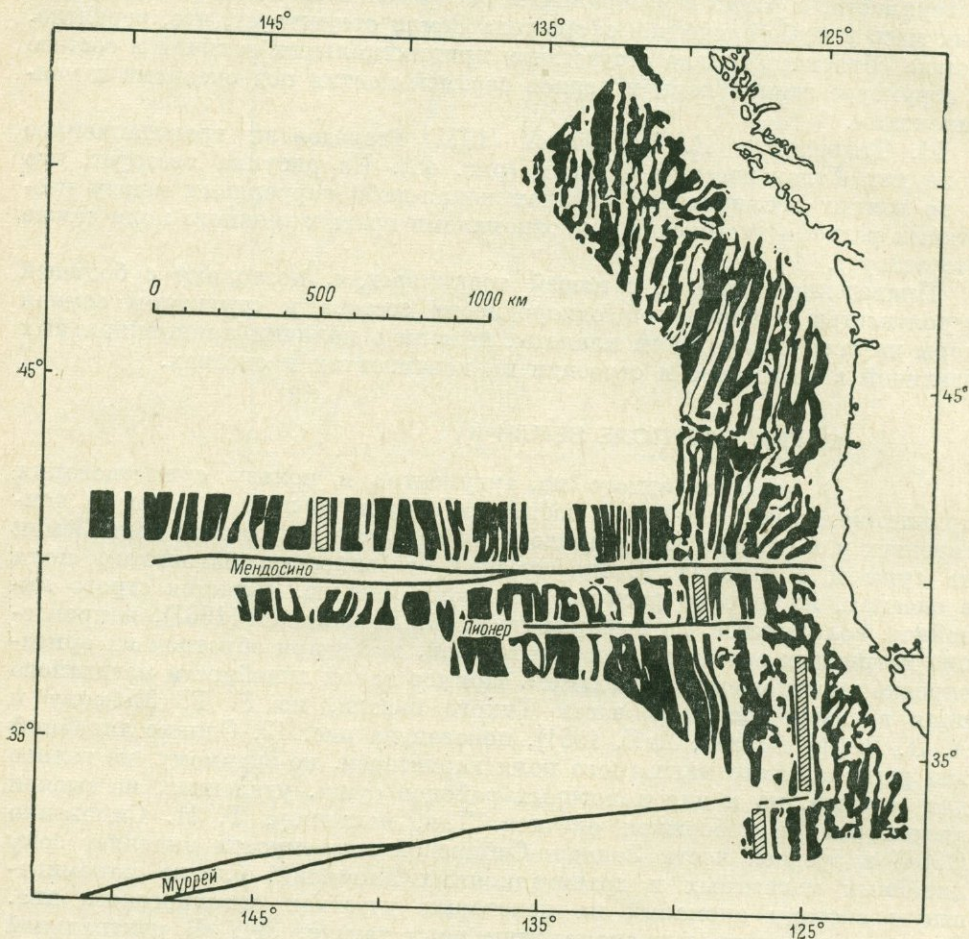


Рис. 12. Характер магнитного поля в северо-восточной части Тихого океана (Mason, Raff, 1961).

ального различия. Таким образом, можно говорить о сходстве в строении магнитоактивных слоев материковой и океанической коры».

В одной из последних работ Т. А. Горшкова и Т. Н. Симоненко (1974), характеризующих морфологию магнитного поля материков и океанов, пишут (с. 5): «В статье Т. Н. Симоненко (1972) были приведены результаты вычисления автокорреляционных функций аномального магнитного поля по протяженным прямолинейным профилям над материком и океаном, показавшие отсутствие принципиальных отличий в статистических характеристиках магнитного поля материковой и океанической коры. Близость величины средней амплитуды аномалий (приблизительно 200 гамм) материков и океанов указывает на отсутствие различий в средней частоте распределения магнитных геологических образований в коре материков и океанов и на отсутствие значительных различий в средней величине намагниченности тел... Иными словами, сходство средних статистических характеристик материков и океанов отражает в какой-то

степени сходство в проявлениях магматической деятельности в материковой и океанической коре. Последнее обстоятельство находится в полном согласовании с выводами Ю. М. Шейнманна, подчеркивающего поразительный факт — отсутствие отличий в типе базальтовой магмы континентов и океанов (1968), — и с результатами, обобщенными Г. Д. Афанасьевым в работе (1970); в этой работе на основании химических анализов типичных пород главных формаций континентов и океанов показано отсутствие специфики магматизма океанического сегмента Земли. Интересно также отметить установленное по последним данным равенство тепловых потоков для областей с земной корой континентального и океанического типа — $1.17 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$ и $1.19 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$ соответственно (Шейнманн, 1968); автор указывает, что с вероятностью 99% эти величины можно считать тождественными.

Таким образом, различие типов земной коры, устанавливаемое по сейсмическим данным, не получает отражения ни в магнитном, ни в тепловом поле. В этом свете представляют интерес результаты обобщения средних скоростей сейсмических волн, характеризующих петрографический состав слоев коры различного типа (Беляевский и др., 1971). Установив, что средние значения пластовых скоростей в консолидированной коре континентов и океанов равны $6.5\text{--}6.6 \text{ км/с}$, авторы пришли к заключению, что „базальтовую“ кору океанов следует рассматривать как недифференцированную (т. е. неразделенную на «гранитный» и «базальтовый» слои) консолидированную кору континентов.

Этот вывод, полученный по сейсмическим данным, вполне совместим с нашими предположениями о вероятном сходстве проявления магматизма в коре континентов и океанов».

Кроме Западно-Сибирской низменности в пределах территории СССР региональные магнитные поля линейного типа свойственны и многим другим районам. На схематической карте магнитного поля СССР, приложенной к книге Р. М. Деменицкой (1967, рис. 22), такие линейные аномалии наиболее отчетливо выступают: 1) на Кольском полуострове, 2) на Урале, 3) на Анабарском щите, в северо-восточной части Сибирской платформы и в Верхоянской складчатой области, 4) в некоторых районах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР и др.

При детализации магнитометрических исследований предполагаемое различие в характере магнитных полей в океанах и на континентах, вероятно, будет уменьшаться вплоть до полного исчезновения. Таким образом, различие магнитных полей в океанах и на материках не может служить показателем различий состава и структуры земной коры континентального и океанического типов.

Не безынтересно привести соответствующее высказывание Р. М. Деменицкой, уделившей в своих работах большое внимание проблемам строения земной коры и мантии по геофизическим данным. В работе, относящейся к 1967 г., она пишет (с. 60, 61): «Подчеркивая специфичность магнитных аномалий глубоководной части океана и их отличие от аномалий суши, следует все же иметь в виду то обстоятельство, что континентальная кора в силу специфики (наличие сложно построенного гранитного комплекса) имеет интегральное магнитное поле, сильно затухающее влиянием именно верхней части коры. Возможность того, что магнитная характеристика нижних частей континентальной коры будет подобна океану, все же не исключена. В этом отношении настораживают два факта.

1. . . . схематическая карта территории СССР показывает, что характер магнитного поля Анабарского щита внешне сходен с Тихоокеанским; такое же сходство, по мнению Т. Н. Симоненко, просматривается в аномалиях Западно-Сибирской низменности . . . статистический анализ магнитного поля северо-западной части Канадского щита, проведенный Хортоном и др. (Horton et al., 1964), позволил выявить периодическую

аномалию с длиной волны 15 миль (27 км), т. е. близкую к аномалии срединных хребтов океана.

2. Недавно Фуллер (Fuller, 1964) проанализировал совместно магнитные съемки Тихоокеанской акватории, Центральной Америки и Атлантического океана с позиции трассирования известных тихоокеанских разломов на восток. В результате он пришел к выводу, что материковые магнитные аномалии тоже разрываются структурами широтного простиранья, которые имеют сходство, хотя и менее очевидное, со структурами, обнаруженными в восточной части Тихого океана.

Современная изученность земного шара в магнитном отношении еще крайне мала. В сущности наиболее изученными областями, насколько можно судить по опубликованным материалам, являются северо-восточная часть Тихого океана, Северный Ледовитый океан, частично Срединно-Атлантический и Индийский хребты, Северная Америка (США) и часть Евразии. Это не значит, что нет других исследований, но они либо крайне разрознены и не показывают больших площадей, либо результаты их еще не опубликованы. Однако несмотря на то что изученная часть составляет, вероятно, всего лишь около 10% площади земного шара, намечаются определенные связи между геологическим строением и характером магнитного поля, приводящие к однозначному выводу о магнитной неоднородности не только всей толщи земной коры, но и верхней мантии».

Из приведенного высказывания Р. М. Деменицкой, очевидно, можно сделать вывод, что резких различий между характером магнитного поля Земли в океанах и на континентах не обнаруживается и что магнитометрические данные, учитывая их малочисленность, не могут играть сколько-нибудь существенной роли при обсуждении проблемы состава и структуры коры в океанах и на материках.

III

Структура коры
древнего «океана» Тетис

Конкретно, по-видимому, здесь может идти речь только об «ископаемом океане», об «океане» Тетис, существовавшем до палеогенового периода включительно и соединявшем в этот период современные Атлантический и Тихий океаны.

Название для Тетиса «океан» заимствовано из работ советских исследователей, в частности из работ П. Л. Безрукова (1973) и В. Е. Хаина (1971). П. Л. Безруков о древности Тетиса пишет следующее (1973, с. 71): «Наиболее близким нам примером древнего океана является мезозойский океан Тетис, существование которого именно как водоема океанского типа признавалось еще в конце прошлого и в начале этого столетия. Позднее многие геологи, отрицая глубоководное происхождение геосинклинальных осадков, стали рассматривать Тетис как систему мелководных морей. В последнее время „доброе имя“ океана Тетис восстановлено; получены новые убедительные доказательства тому, что мезозойские геосинклинальные осадки Тетиса отлагались преимущественно в глубоководных условиях (Гарецкий, Яншин, 1970) и притом, что представляет особый интерес, во многих районах непосредственно на коре океанского типа (Пейве, 1969). В различных частях Альпийско-Гималайского орогенического пояса, соответствующего в основных чертах геосинклинальной части Тетиса, — в Альпах (Dietz, 1963), Динаридах (Пейве, 1969), Греции (Моог, 1969), на Малом Кавказе (Книшпер, 1970), на Кипре, в Турции и в ряде других районов — исследованы разрезы раннемезозойской океанической коры, представленной эффузивными формациями основного состава и располагающейся на габбро-перидотитовом фундаменте верхней мантии. Выяснилось, что эти разрезы чрезвычайно сходны с изученными также в последние годы по материалам драгировок разрезами земной коры в Атлантическом и Индийском океанах (но, естественно, гораздо более доступны для наблюдений).

То, что Тетис представлял собой настоящий океан, подтверждается прежде всего его огромными размерами. Длина Тетиса от Пиренеев до района современных морей Индонезии, где он соединяется с Тихим океаном, превышает 12 000 км. Ширина Тетиса (если расправить складки и шарьяжи Альпийско-Гималайского пояса и, кроме того, учесть, что с юга на него надвинуты докембрийские платформы) достигала в эпохи максимального развития позднеюрской и поздне меловой трансгрессий 2000—3000 км, а возможно, и более . . . Строение дна океана Тетис, как это отчасти можно видеть на палеогеографических картах, составленных Н. М. Страховым (1948), было чрезвычайно сложным: наряду с мелководными участками (над поднятиями) в нем имелись обширные глубокие впадины, в которых абсолютные глубины достигали нескольких километров. Это подтверждается составом осадочных пород, очень сходных с составом современных абиссальных осадков. Вместе с тем в отличие от Тихого океана океан Тетис имел и широкие шельфы, на которых располагались

эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы, Африки и Аравии. Вдоль глубоководной части Тетиса на всем его протяжении в отдельные эпохи свободно осуществлялся обмен морскими фаунами.

Закрытие океана Тетис в конце палеогена примерно совпало с полным раскрытием Атлантического и Индийского океанов, что, как уже не раз отмечалось, по-видимому, было связано с одновременностью проявления процессов сжатия и растяжения земной коры.

Вне пределов океана Тетис характерные разрезы глубоководных мезозойских геосинклинальных отложений, древней океанической коры и верхней части мантии, представленной повсеместно ультрабазитами, были изучены по периферии Тихого океана — в Калифорнии (Bailey, Blake, Jones, 1970; Page, 1972), Новой Гвинее (Davies, 1968), Новой Каледонии, Корякском хребте, на Камчатке и в целом ряде других районов Тихоокеанского подвижного пояса. Породы мантии при этом везде выходят в зонах крупных надвигов (или поддвигов). Судя по всем данным, в мезозое Тихий океан имел значительно большие размеры, чем в современную эпоху.

Присутствие древней океанической коры, подстилающейся ультраосновными породами верхней мантии, было обнаружено в последние годы также в основании эвгеосинклинальных комплексов герцинских и каледонских складчатых поясов — на Урале, в ряде районов Сибири, в Аппалачах и в некоторых других областях земного шара. Это дает важные дополнительные свидетельства распространения океанов в области пространств современных континентов и в палеозое. В раннем палеозое и протерозое можно предполагать существование океана не только в пределах части Лавразии, но также и в области Атлантики. Этот палео-Атлантический океан впоследствии замкнулся (Хаин, 1971; Dietz, 1963).

Открытие в основании геосинклинальных разрезов в альпийских, мезозойских, герцинских, каледонских и более древних орогенических поясах различных районов мира типичной океанической коры привело к ревизии представлений о начальных этапах развития эвгеосинклиналей. Получены убедительные доказательства тому, что эвгеосинклинали всегда возникали на фундаменте океанической коры. Это расширяет возможности реконструкции палеогеографии Мирового океана в различные этапы истории Земли. . . Основные черты геологического строения и истории развития океанов и континентов не могут быть поняты без допущения огромных горизонтальных перемещений крупных блоков литосферы».

В. Е. Хаин (1971, с. 39) об океаническом типе и возрасте бассейна Тетис высказывается более осторожно: «Следовательно, — пишет он, — в позднем протерозое, вероятно вслед за образованием Тихого океана, могло возникнуть несколько других океанов, из которых впоследствии образовались геосинклинальные, а затем складчатые горные пояса. Одним из таких океанов мог быть Тетис . . . Океанический характер Тетиса был, вероятно, наиболее сильно проявлен в начале мезозоя».

В сознании подавляющего большинства геологов и геофизиков в настоящее время понятие «океаны» ассоциируется с обязательным присутствием под ними земной коры океанического типа, т. е. тонкой (5—10 км) однослойной коры, состоящей в основном из базальтов, покоящихся на ультраосновных породах верхней мантии.

Несмотря на такую ассоциацию, непредвзятый анализ геологических (стратиграфических) разрезов Альпийско-Гималайского складчатого пояса, которые включают отложения от позднедокембрийских до кайнозойских, имеющих мощность тысячи метров, показывает, что если некоторые исследователи и допускают в отдельных районах Альпийско-Гималайского складчатого пояса существование древней океанической, т. е. базальтовой или офиолитовой, коры, то это делается чисто дедуктивно. Более осторожное изучение данных, однако, показывает, что как в геологическом, так и в геофизическом отношениях земная кора

в пределах Альпийско-Гималайского пояса, а соответственно и под бывшим «океаном» Тетис имеет и имела в мезозое и кайнозое типично континентальные состав и мощность.

Краткий региональный обзор стратиграфических разрезов Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии произвел М. В. Муратов (1969), который утверждает, что основанием западной части пояса служат байкальские складчатые структуры и только на меньшей площади — структуры герцинские. Статья М. В. Муратова принята нами за основу при описании фактического материала, относящегося к стратиграфии докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, участвовавших в строении дна «океана» Тетис на различных этапах его эволюции по миоцен включительно.

Перейдем к рассмотрению отдельных участков Альпийско-Гималайского пояса в направлении с запада на восток.

СТРУКТУРА КОРЫ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Структура коры складчатых областей

Пиренейский полуостров

М. В. Муратов (1969, с. 6), характеризуя байкальское основание Альпийской складчатой области, о Пиренейском полуострове пишет следующее: «На Пиренейском полуострове верхнедокембрийские складчатые системы, представленные различно метаморфизованными породами и прорванные значительными по размерам герцинскими гранитоидами, выступают из-под мезозойского и кайнозойского (палеогенового и миоценового, — А. П.) осадочного чехла во многих районах. Они слагают возвышенные гряды Иберийской цепи и Сьерры-де-ла-Деманды, Каталонских береговых хребтов Кастильских гор и Сьерры-да-Гвадаррамы, а также всю окраинную восточную часть нагорья Иберийской месеты от гор Леон на севере до Толедских гор и восточной Сьерры-Морены на юге.

Они слагают также большие срединные массивы внутри Иберийской палеозойской складчатой системы — массив Корунья на севере и массив Эврура на юге, в Португалии. Можно полагать, что большая центральная и восточная части Пиренейского полуострова между Пиренейскими горами, Иберийской палеозойской складчатой системой и Сьеррой-Невадой на юге представляют докембрийский (кадомский—байкальский) массив, частично перекрытый осадочным чехлом».

На западе Пиренейского полуострова распространение и состав докембрийских пород описывают И. Р. Парга и Р. Вегас (Parga, Vegas, 1972), которые подразделяют поздний докембрий Гесперидского массива на три серии: нижнюю, состоящую из основных и ультраосновных пород, среднюю, образованную кислыми вулканическими породами, и верхнюю, представленную граувакково-аргиллитовыми породами.

П а л е о з о й. Палеозойские отложения на Пиренейском полуострове представлены всеми системами, большинство их разделяется перерывами осадконакопления и структурными несогласиями. Последнее обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о том, что дно «океана» Тетис на участке Пиренейского полуострова на рубежах геологических периодов или вблизи этих рубежей испытывало поднятия выше уровня моря, подвергалось субаэральной денудации и эрозии. Эти перерывы и несогласия подробно охарактеризованы в более ранних работах автора (Пронин, 1969а, 1969б), посвященных хронологии тектонических движений каледонского и герцинского геотектонических циклов. Здесь мы отметим только, что изучение фациального состава палеозойских отложений по литературным первоисточникам свидетельствует об их мелководном

происхождении на самом западном участке акватории Тетиса, характеризовавшегося, вероятно, в некоторые промежутки времени условиями мелководного шельфового моря, в другие — континентальными условиями и образованием каменного угля. Здесь среди палеозойских отложений отсутствуют такие «океанические» осадки, как радиоляриты, которые, по данным Р. Трюмпи (1965), широко распространены в юрских отложениях Западных и Центральных Альп и характеризуют здесь в среднем мезозое бассейн Тетис именно как «океанический».

Наряду с осадочными в комплексе пород палеозоя на Пиренейском полуострове широко развиты разнообразные по составу магматические породы, как эффузивные, так и интрузивные, в том числе гранитоиды. Если учесть, что внедрение последних происходило в каледонский и герцинский циклы тектонического развития рассматриваемого региона, то в мезозойском «океане» Тетис эти интрузии принимали участие в строении земной коры под ним и соответственно ее уже нельзя, подходя непредвзято, отнести к океаническому типу, о чем свидетельствует также и огромная мощность осадочных пород палеозоя в этом районе.

Мезозой. Мезозойские отложения на Пиренейском полуострове отделены от палеозойских крупным стратиграфическим перерывом и несогласием, при этом в большинстве районов различные горизонты триаса налегают с размывом на разные по возрасту отложения палеозоя — от верхнепермских до нижнекаменноугольных. Каждая система мезозоя, как показало изучение первоисточников (Пронин, 1973а), так же как и в палеозое, отделяется от соседней перерывом осадконакопления и структурным несогласием. В упомянутой работе мы выделили в рассматриваемом районе четыре эпохи тектонической активизации: раннекиммерийскую, позднекиммерийскую, австрийскую и ларамийскую.

Мезозойские отложения, так же как палеозойские, содержат в больших объемах эффузивные и интрузивные магматические породы различного состава, но главным образом кислые.

Таким образом, дно «океана» Тетис в палеогене на участке Пиренейского полуострова было представлено многокилометровой толщей докембрийских, палеозойских, мезозойских и палеогеновых осадков и магматических пород, весьма разнообразных по фациально-литологическому и петрографическому составу. Диабазы и базальты встречаются в этой мощной толще на различных стратиграфических уровнях разреза, где переслаиваются с осадочными породами, но не образуют единого базальтового слоя, лежащего на ультраосновных породах мантии, который можно было бы, как это принято в большинстве современных геофизических и геологических работ, рассматривать как базальтовое основание («баземент» по выражению зарубежных авторов), т. е. как океанический тип коры древнего океана.

Альпийская область Западной Европы

В Центральных и Западных Альпах стратиграфический разрез характеризуется преимущественным развитием мезозойских и кайнозойских отложений и подчиненным распространением пород палеозойских и докембрийских, хотя последние в пределах Альп местами выступают на поверхность на больших площадях.

М. В. Муратов (1969, с. 10) так описывает докембрийское основание Альп: «В пределах Альп допалеозойское основание выступает на широкой площади. Оно представлено гнейсами, различными кристаллическими сланцами и слагает всю область Восточных Альп, кроме граувакковых зон на севере и юге. На западе оно слагает большие покровы массивов Оэцталь и Сильвретта и участвует в строении всей серии пеннинских покровов Центральных Альп. К нему же относятся кристаллические сланцы всех автохтонных массивов (Меркантур, Белледонна, Монблан и

Аарский), а также зона Ивреа и кристаллические сланцы к югу от главного разлома Альп (Инсубри-Ивреа) и в районе озер Маджоре и Лугано.

Повсеместно в Альпах эти гнейсы и кристаллические сланцы прорваны более молодыми интрузиями герцинских гранитов. Однако палеозойские осадочно-вулканические геосинклинальные толщи распространены здесь мало и слагают только северную и южную граувакковые зоны Восточных Альп. В Западных Альпах в зоне Бриансоне присутствуют лишь средне- и верхнекаменноугольные отложения с пластами угля. Несколько шире распространены пермские песчаники и конгломераты (Аарский массив, Гларн, Меркантур и др.). Верхнепалеозойские породы слагают фрагменты межгорных впадин, которые образовались в герцинском заключительном этапе. На отдельных участках поверх кристаллических сланцев и гнейсов сохранились остатки покрывавшего их чехла, представленные песчано-глинистыми породами и известняками ордовика, силура и девона (Восточные Альпы, районы Граца и др.). Эти останцы чехла и породы граувакковых зон свидетельствуют о доордовикском возрасте кристаллических сланцев и гнейсов Альп и соответствующем возрасте их складчатости и метаморфизма. Таким образом, кристаллическое основание Альп, кроме восточных, где присутствуют северная и южная граувакковая зоны, должно быть отнесено к области байкальской складчатости.

Основание Апеннинского полуострова, кроме крайней южной части, на поверхность не выступает. Только в Калабрии, в Сицилии у Мессины на поверхность выходит кристаллические сланцы и гнейсы Калабро-Пелоританского массива, который также следует рассматривать как фрагмент байкальского основания. Очень вероятно, что весь Апеннинский полуостров между этим массивом и южным склоном Альп, а также дно Адриатического моря имеют байкальское основание.

Дальше на запад выступы кристаллического основания, которое можно отнести к байкальскому комплексу, присутствуют в двух Кабийльских массивах на Средиземноморском побережье Алжира, свидетельствуя о вероятном распространении байкальского основания и под альпийскими складчатыми структурами Северного Туниса, Алжира, а возможно также и северной части Марокко».

Более подробные данные о стратиграфии и палеотектоническом развитии Централных и Западных Альп сообщает Р. Трюмпи (1965). Он выделяет в Альпах пять главных фациальных зон, по которым и описывает стратиграфические разрезы. Перейдем к рассмотрению этих зон (с северо-запада на юго-восток).

1. Гельветская область в Швейцарии и область Дофине в юго-восточной Франции — внешняя миогеосинклиналь. Ее ответвление — Ультрагельветская и Ультрадофинейская зоны — переходит в Валлисскую фациальную зону.

2. Валлисская фациальная зона — внешняя эвгеосинклиналь. В самом Валлисе она довольно узкая. На востоке (Граубюнден) эта фациальная область значительно расширяется и усложняется, в то время как на юго-западе она, возможно, исчезает в бассейне р. Дюранс.

3. Бриансонская зона в широком смысле — подразделена на внешнюю, Суббриансонскую, и внутреннюю, собственно Бриансонскую.

4. Пьемонтская зона в северо-западной Италии — внутренняя эвгеосинклиналь, сужающаяся в направлении на северо-восток. Вместе с зонами 2) и 3) образует Пеннинскую область.

5. Австро-Альпийская и Южно-Альпийская области — сравнительно устойчивый, но на отдельных этапах глубоко погруженный под уровень моря регион за пределами Пеннинской эвгеосинклинали. Переходная зона между этой и Пьемонтской зоной образована зоной нижних австро-альпийских покровов.

Расположение перечисленных фациальных зон представлено на рис. 13, заимствованном из работы Р. Трюмпи (1965, с. 16, рис. 1, А).

Стратиграфические разрезы по каждой из фациальных зон, согласно Р. Трюмпи (1965, с. 23—27), представляются в следующем виде.

«Гельветско - Дофинейская область. Допенсильваний. Группа складчатых и метаморфических пород основания; граниты.

Пенсильваний. Континентальная угленосная толща мощностью до 1400 м в узких позднегерцинских синклиналиях; граниты.

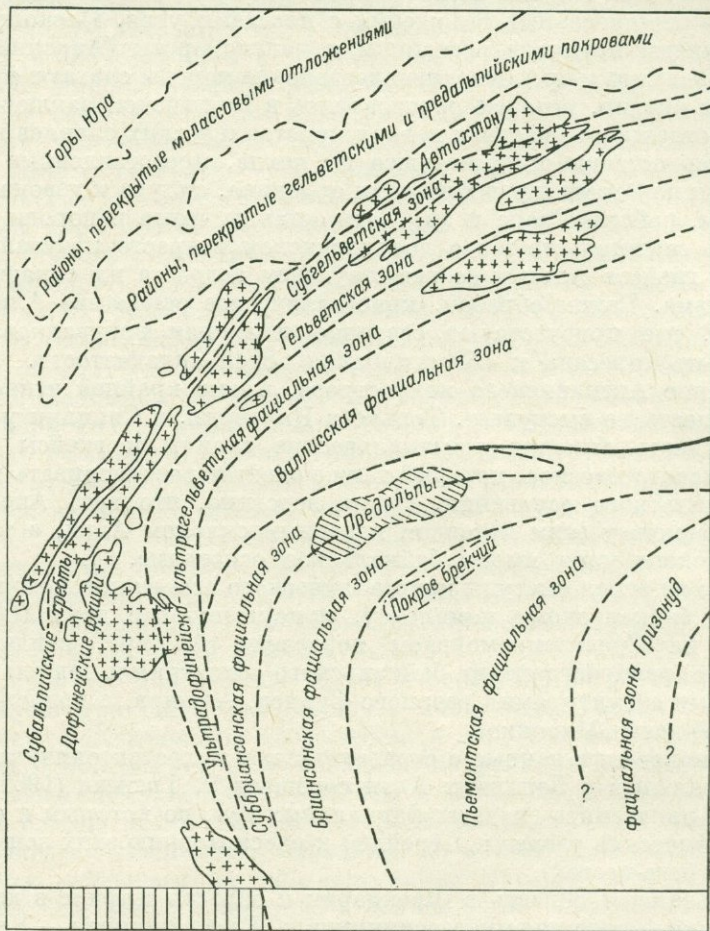


Рис. 13. Фациальные зоны Альп (Трюмпи, 1965).

Пермь. В ограниченных впадинах красноцветные слои с вулканогенными породами общей мощностью до 1800 м.

Триас. Маломощный, представлен кварцитами, доломитами и пестрыми глинистыми сланцами; на юге и западе включает ангидритовые пласты; в части Дофинейской зоны в кровле толщи развиты спилиты.

Лейас. На севере отсутствует, в гелльветских покровах представлен толщей глинистых сланцев, песчаников и песчанистых известняков общей мощностью до 500 м. Во Французских Альпах (Дофинейская миогеосинклиналь) развиты очень мощные глинистые известняки, за которыми следуют темные глинистые сланцы.

Средняя юра. В Гелльветской зоне состоит из черных пиритизированных глинистых сланцев нижнеааленского возраста, переходящих в железистые песчаники и криноидные известняки. На востоке развиты верхнебайосские, батские и келловейские слои. В Дофине сланцевые фацисы слагают всю толщу; бат, келловей и нижний оксфорд здесь представлены огромными массами темных глинистых сланцев.

Верхняя юра. На севере представлена темными известняками, перекрытыми коралловыми известняками, на юге — пелагическими известняками.

Нижний мел. В Гельветско-Северодофинейской области сложен мелководными известняками и глинистыми сланцами с тонкими глауконитовыми прослоями общей мощностью 1000—1500 м. Далее на юг представлен пелагическими известняками и глинистыми сланцами. В Воконтской впадине, на юго-востоке Франции, сменяется мергелистыми сланцами мощностью 2000 м.

Верхний мел. В Швейцарских Альпах в основном представлен пелагическими сланцами и известняками. В Дофине известняковые фации служат признаком более мелководных условий. Вследствие преэоценовой эрозии верхний мел обычно отсутствует или представлен неполным разрезом.

Палеоцен, эоцен и нижний олигоцен. Известняки с крупными фораминиферами, сменяющиеся пелагическими глинистыми сланцами и флишем мощностью до 1500 м. Формации разновозрастные, более молодые на северо-западе.

В а л л и с с к а я ф а ц и а л ь н а я з о н а. Допенсильванское основание. Местами пенсильваний и пермь.

Триас. Очень сокращенный разрез, за исключением переходной полосы к следующей зоне.

Юра. Маломощные лейасовые известняки. Средняя и верхняя юра обычно отсутствует (или представлена нижней немой толщей сланцев Брюндер). В покрове Фалькнис (юго-восточная окраина зоны) — верхнеюрские известняки с гранитными валунами.

Нижний мел. Основная масса северопеннинских блестящих сланцев (2000—3000 м?) с офиолитовыми вулканическими породами в нижней части. В верхней части постепенно появляются черты флиша («предфлиш»). Типичные аптские известняки с обломками доломита (известняки Тристель и Аролей, часто залегающие несогласно на более древних породах), зеленые кварциты и черные сланцы так называемого гольта.

Верхний мел, палеоцен и эоцен. Флиш мощностью порядка нескольких тысяч метров в различных бассейнах.

Б р и а н с о н с к а я з о н а в ш и р о к о м с м ы с л е. Допенсильванское основание.

Пенсильваний и пермь. Во Французских Альпах континентальные формации с вулканическими породами мощностью в несколько тысяч метров.

Нижний триас. Кварциты.

Средний триас. Водорослевые известняки и доломиты мощностью до 1000 м.

Верхний триас. Ангидриты, глинистые сланцы и доломиты; в части собственно Бриансонской зоны отсутствуют.

Лейас. В Суббриансонской зоне — толща кремнистых, алевроитовых и криноидных известняков и известковистых сланцев (около 500 м). В собственно Бриансонской зоне, за исключением восточной части Вануаза, отсутствует.

Средняя юра. Доггер с *Zoophycos* Суббриансонской зоны — мощная толща сланцев и алевроитовых известняков, местами оолитовых и коралловых известняков. В собственно Бриансонской зоне — слои с *Mytilus* (бат-келловей), содержащие угли.

Верхняя юра. В Предалпах главным образом перитовые известняки, трансгрессивно залегающие на гранитах в Граубюндене. Во Французских Альпах преобладают пелагические известняки.

Нижний мел. Пелагические известняки с прослоями кремнистых пород, отсутствующие в большей части собственно Бриансонской зоны.

Верхний мел и палеоцен. Мергелистые известняки с пелагическими фораминиферами (красноцветные слои).

Нижний эоцен. Флиш, но развит только местами.

Пьемонтская зона. Пенсильваний и пермь. Установлены местами, но обычно трудно отличимы от пород основания.

Нижний и средний триас. Как в Бриансонской зоне, но значительно менее мощные.

Верхний триас. Пестрые глинистые сланцы и доломиты, более мощные, чем в Бриансонской зоне.

Лейас—байос. В Западных Альпах основная масса блестящих сланцев. Нижний лейас частично сложен известняками с бентонной фауной. Микробрекчии по окраинам прогиба. Общая мощность около 2000 м (?).

Бат (?)—нижний мел (?). Маломощные радиоляриевые кремнистые породы и тонкозернистые известняки. Местами нижнемеловые сланцы и брекчии. Интрузия и излияние основных и ультраосновных офиолитов в течение раннего мела.

Верхний мел и палеоцен. Фации красноцветной толщи по внешней границе зоны, далее вглубь — флиш.

Австро-Альпийская область. Доордовикское основание.

Ордовик—миссисипий. Довольно мощные морские отложения, особенно развитые на востоке (Грац, Карнийские Альпы). Возраст многих сланцево-граувакковых толщ все еще точно не установлен.

Пенсильваний и пермь. Присутствуют не везде: континентальные отложения — в западной и центральной зоне, частично морские — на юго-востоке.

Нижний триас. На востоке — сланцы и песчаники (с каменной солью в Зальцкаммергуте), на западе — красноцветная толща.

Средний триас. Водорослевые известняки и доломиты мощностью до 1200 м; кремнистые сланцы с вулканическими туфами на западе.

Верхний триас. Карнийские глинистые сланцы, песчаники, доломиты и слои с растительными остатками, перекрытые норийскими известняками или доломитами (до 1000 м). В Хальштадтском покрове — значительно менее мощные розовые известняки с аммонитами. Рэтские сланцы и известняки.

Лейас. Весьма разнообразные фации (известковистые сланцы, кремнистые известняки, криноидные известняки, пелагические известняки с аммонитами).

Средняя юра. Глинистые сланцы, известняки, кремнистые прослои.

Верхняя юра. Радиоляриевые кремнистые породы, сменяющиеся сверху тонкозернистыми пелагическими известняками с кремнями; общая мощность юрских отложений обычно очень умеренная.

Нижний мел. Пелагические сланцы и известняки.

Верхний мел. Сеноманские флишеподобные отложения на западе. К этой области могут быть отнесены фации верхнемелового Симменского покрова и флиша с гельминтоидами Западных Альп. На востоке — сеноманские слои Гозау мощностью до 2000 м, сложенные песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами и мелководными известняками, местами с промывленными месторождениями углей, несогласно залегающие на более древних складчатых породах. . .

Область Южных Альп. В основном сходна с Северными Известняковыми Альпами. Пермские отложения главным образом морские на востоке и континентальные на западе; включают много вулканогенных пород, а также граниты (Бавено). В среднем триасе, кроме доломитов и водорослевых известняков, также присутствуют вулканогенные породы и эвксинские известняки. Общая мощность триасовой толщи,

возможно, достигает 3500 м. Верхний мел представлен пелагическими мергелистыми сланцами, сменяющимися кверху флишем».

Столь подробно работа Р. Трюмпи процитирована нами умышленно, чтобы показать, что дно «океана» Тетис в палеогеновом периоде в регионе Альп было образовано палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими толщами, которые, будучи приведены из складчатого в первичное горизонтальное положение на дне «океана», образовывали осадочный покров мощностью в несколько тысяч метров, разделенный перерывами морского осадконакопления и несогласиями. Изменение фациального состава охарактеризованных осадков мезозоя от глубоководных радиоляритов до континентальных угленосных, так же как наличие в стратиграфическом разрезе следов эрозии и структурных несогласий, свидетельствует о резких изменениях уровня «океана» Тетис в мезозое в районе современных Альп.

Из приведенных данных очевидно также, что стратиграфический разрез дна мезозойского и палеогенового «океана» Тетис совершенно тождествен разрезам прилегавших эпиконтинентальных (шельфовых) морей, располагавшихся на герцинском и более древнем основании более северных, внеальпийских, районов Западной Европы. Устанавливать в мезозойском Тетисе океаническое дно «базальтового» и офиолитового состава можно только путем совершенно искусственных построений.

Возникает естественный вопрос: почему же Тетис относится к бассейнам океанского типа?

В рассмотренной работе Р. Трюмпи (1965), английский оригинал которой опубликован в 1960 г., когда представление о принципиальном различии земной коры под континентами и океанами еще только начинало формироваться, автор ни слова не говорит о наличии под мезозойским «океаном» Тетис в районе Центральных и Западных Альп океанической коры. Однако, характеризуя радиоляриевые кремнистые породы, Р. Трюмпи допускает их глубоководное, близкое к условиям осаждения кремнистых илов в современных океанах, происхождение и считает в связи с этим, что условия в западных частях акватории «океана» Тетис были близкими к океаническим. Так, например, он пишет (с. 47): «Что касается Альп, то имеющиеся данные могут быть интерпретированы как свидетельства существования обширного и глубокого моря; это море занимало Пьемонтскую, Австро-Альпийскую и Южно-Альпийскую области в средней юре и в раннемеловое время. Несколько островов или поднятий с мелководными отложениями (такими, например, как верхнеюрские известняки Плассен Хальштадтского покрова) поднимались над окружающим параокеаническим дном».

Несколько раньше, говоря о значении термина «лептогеосинклинальные» формации, Р. Трюмпи отмечает (с. 44, 45): «Термин „лептогеосинклинальный“ (от *leptos* — тонкий) был предложен Трюмпи (Trumpp, 1955) для маломощных глубоководных пород, формировавшихся на значительных временных интервалах. . .». И далее (с. 45): «Признание лептогеосинклинальной природы определенного комплекса зависит несомненно от наличия данных, позволяющих предположить, что комплекс этот образовался на батальных или еще более значительных глубинах. Однако одиночные разрозненные данные, как правило, недостаточны для подтверждения глубоководного происхождения. Только сочетание определенных критериев может свидетельствовать, что многие отложения в Альпах действительно осаждались в морских бассейнах на глубине нескольких километров и в условиях, близких к существующим в современном океане (разрядка моя, — А. П.)».

Из приведенного высказывания следует, что отнесение водоема Тетис в мезозое в его альпийской части к океаническому типу имеет достаточно надежную историко-геологическую, но не геофизическую основу: «базальтовая» океаническая кора не находит отражения в приведенных выше мощных стратиграфических разрезах докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Динариды

Сведения о стратиграфии и структуре Динарид получены из работы Б. М. Чирича (1967) о развитии Динарид в альпийском цикле, который пишет (с. 4) о том, что на основании характеристики мезозойских и кайнозойских геосинклинальных образований в Динарской горной цепи легко выделяются две главные зоны, прослеживающиеся на любом поперечном профиле: Внутренние и Внешние Динариды.

Литостратиграфическая корреляция отложений производится автором по этим основным структурно-фаціальным зонам (Чирич, 1967, с. 5—7): «Доальпийские формации Динарид представлены главным образом сланцами различной степени метаморфизма; известняки и некоторые другие породы имеют второстепенное значение и встречаются в виде линз. Наиболее молодые среди них — формации варисийского палеозоя — обнаруживают тот же тектонический стиль, что и триасовые серии, переход к которым вполне согласный. Бросается, однако, в глаза, что верхняя пермь представлена чаще всего конгломератами типа веррукано, затем песчаниками и брекчиевидными известняками. Как известно, они следуют за поднятиями некоторых центральных участков геосинклиналей и возникают в результате эпейрогенических движений. Одновременно с образованием этих трансгрессивных отложений начинается альпийский цикл во всех Динаридах.

Мезозой. Нижний триас сменяет верхнюю пермь постепенно и как бы незаметно. Местами эти отложения невозможно отличить и разделить, вследствие чего для данного комплекса часто употребляют термин „пермо-триас“. Пестрые песчаники и сланцы, затем полосчатые известняки и доломиты являются, однако, достаточно типичной литофацией нижнего триаса. На основании характерных ископаемых организмов их можно разделить на сейский и кампильский подъярусы. Эти отложения встречаются во многих районах Динарид. . .

Формации среднего триаса, довольно разнообразные по своим литофаціальным характеристикам, также являются общими для обеих динарских зон. Исключение представляет флишевая формация анизийского возраста, неизвестная за пределами Внешних Динарид и распространенная главным образом в прибрежной полосе. Кроме флиша, встречаются разные известняки и доломиты наряду с породами, соответствующими первым проявлениям сильного вулканизма.

Триасовый порфириновый вулканизм начался небольшими излияниями лав и образованием туфов, являющихся внутриформационными телами во флише зоны с *Rhinchonella decurtata*; наиболее сильные извержения, в большинстве случаев подводные, соответствуют зоне с *Ceratites trondosus* (Словения, Далмация и некоторые адриатические острова, Черногория, Босния, Западная Сербия, Македония, Албания и Греция).

Но наибольшее внимание привлекает порфириново-яшмовая формация, образовавшаяся в ладинском веке вследствие взаимодействия порфиринового вулканизма и синхронной седиментации. Она состоит из пачек, главным образом зеленых туффитов, небольших порфириновых покровов, разноцветных (преимущественно красных) яшм, туфогенных песчаников, аргиллитов и известняков. . . Эта формация довольно маломощная (около 200 м), но развита во многих местах Динарид в Югославии, Албании и Греции.

К началу верхнего триаса вулканическая деятельность угасает. На участках, на которых в карнейское время вулканизм еще действовал, отлагаются известняки с яшмами; там, где средний триас в известняковой фации и где карбонатная седиментация продолжалась и в течение верхнего триаса, эти отделы отделить один от другого трудно. Во Внешних Динаридах в конце ладинского века происходит кратковременное поднятие над уровнем моря некоторых участков геосинклинали, сопровождаемое образованием конгломератов, углей, пресноводных известняков и наиболее важных из них — значительных месторождений бокситов. Норийский и рэтический ярусы представлены известняками и доломитами мощностью до 1500 м.

Отложения нижнего и среднего лейаса во всех Динаридах одинаковы, залегают согласно на верхнем триасе и представлены известняками.

Во Внешних Динаридах преобладают, однако, толстослоистые карбонатные породы с *Littiofis* и брахиоподами, в то время как во Внутренних Динаридах встречается очень тонкий нижний аммонитовый известняк; в последнем случае между верхним триасом и лейасом почти всегда наблюдается перерыв в осадкообразовании, но без несогласия.

Только с верхнего лейаса начинается неординарное развитие Внутренних и Внешних Динарид. В то время как во Внешних Динаридах продолжалось отложение мелководных и рифовых известняков, сопровождаемое кратковременными поднятиями и образованием бокситов, геосинклинальная жизнь во Внутренних Динаридах была несравненно разнообразнее. Орогеническая и магматическая деятельность способствуют возникновению особой формации флишевого характера, в которой конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки и яшмы переслаиваются с туфами и обильными подводными извержениями диабазово-габброидной ассоциации пород и перидотитов. Это хорошо известная диабазово-яшмовая формация, часто описываемая многими исследователями Балканского полуострова.

Верхняя юра обеих зон характеризуется известняковыми отложениями, преимущественно рифовыми с кораллами, дигерасами и эллипсактиниями. В некоторых участках Внутренних Динарид выше диабазово-яшмовой формации залегают известняки с яшмами, представляющие в большинстве случаев переходные слои к рифовым известнякам. В верхней юре Внешних Динарид встречаются также бокситы и совсем редко — прослойки туффитов, которые, очевидно, образованы выносами вулканического пепла из вулканических областей Внутренних Динарид.

Нижний мел Внешних Динарид представлен мелководными известняками, непосредственно отлагавшимися на верхнеюрских слоях.

Во Внутренних Динаридах отложения этого отдела распространены менее широко (окрестности Белграда, Босния). Представлены они преимущественно известняками, но во время альб-сеномана в широкой зоне, протягивающейся вдоль западной окраины Сербско-Македонского массива, образовывалась мощная формация глинистых отложений с прослоями песчаников и песчанистых известняков.

Для верхнего мела Внешних Динарид характерны те же условия осадконакопления, причем известняково-доломитовая седиментация продолжалась здесь до маастрихта. Только в датском ярусе в нескольких районах возникла очень мощная флишевая формация. В районах распространения дурмиторского флиша обнаружены небольшие проявления синхронного подводного вулканизма (риолиты и их туфы).

После нижнемеловых поднятий море дважды проникает во Внутренние Динариды. В Дринской подзоне трансгрессия начинается в сеномане, вследствие чего сеноманские известняки залегают трансгрессивно и несогласно на диабазово-яшмовой формации или на серпентинитах. Известняки с *Chondrodonta* известны также из окрестностей горы Златибора (Милованович, 1935), в то время как туронские кластические отло-

жения развиты в Вардарской подзоне (Чирич, 1952) и Западной Сербии (Пейович, 1957). Но наиболее сильная и выдающаяся трансгрессия во Внутренних Динаридах началась в нижнем сантоне: однообразные отложения, главным образом известняки с рудистами, находятся на огромном пространстве во Внутренних Динаридах и даже вне их, во Внешних Динаридах и Карпато-Балканской дуге. Этот режим продолжался вплоть до верхнего маастрихта, когда началось образование очень мощного флиша, возраст верхней границы которого еще не установлен.

К а й н о з о й. Сходство формаций Внешних и Внутренних Динарид, характерное для верхнего мела, исчезает в третичном периоде.

Во Внешних Динаридах непрерывное осадкообразование местами продолжалось до олигоцена. В конце мела и в нижнем эоцене кое-где происходили поднятия, сопровождавшиеся образованием континентальных и лагунных формаций (чаще всего бокситов). Отложения эоцена накапливались в узких депрессиях между приподнятыми участками или даже кордильерами, сложенными меловыми известняками. Они представлены альвеолиновыми и нуммулитовыми известняками; выше следует верхнеэоценовый флиш.

Во Внутренних Динаридах развит только верхний эоцен, да и то местами (зоны Вардарская и Дринская, а также Северная Босния). По своему составу и тектоническому положению, занимаемому в Вардарской зоне, верхнеэоценовые слои являются настоящей молассой.

В конце эоцена происходит общее поднятие Динарид. Принадлежащие олигоцену проминские слои со своими характерными конгломератами представляют собой первое проявление молассы во Внешних Динаридах, которая столь широко распространена в Далмации. Более молодые (миоценовые) морские молассы известны только у Скадарского озера.

В конце олигоцена на севере страны образуется большой Паннонский бассейн, в котором накапливались неогеновые отложения Паратетиса, а в остальной части — многочисленные озерные молассовые бассейны, в которых в миоцене шло весьма усиленное осадкообразование, так что мощность соответствующих отложений достигла более тысячи метров.

В это время Внутренние Динариды были охвачены интенсивной магматической деятельностью, проявлениями которой являются мощные излияния дацито-андезитов, выбросы пирокластов, внедрения гранодиоритов.

Для плиоцена этих областей характерен слабый финальный вулканизм, выразившийся в извержениях андезито-базальтов и базальтов».

Помимо охарактеризованных стратиграфических разрезов, в Динаридах выступают также породы докембрия и нижнего палеозоя, образующие основание альпийских структур. Одним из регионов, где обнажаются породы докембрийского основания, является Сербско-Македонский массив, тектоническое строение которого описано М. Д. Дмитриевичем и Б. М. Чиричем (1966). Характеризуя стратиграфию в пределах массива, авторы пишут (с. 35, 36): «Самые древние породы, известные нам в настоящее время в Сербско-Македонском массиве, представлены „нижним комплексом“ мощностью более 11 км. Самые нижние из исследованных слоев состоят из обломочных терригенных пород (кварциты и мелкозернистые биогитовые гнейсы), которые свидетельствуют о денудации ранее консолидировавшейся и испытавшей поднятие суши. На этих породах залегают, также на большой глубине, серия доломитовых мраморов, серия Видовика (Dimitrijević, 1959, 1963). . . Затем следует серия крупнозернистых гнейсов, в деталях очень разнообразных, но в целом монотонных, преобладающих в нижней части разреза. Выше преобладают полевошпатовые слюдяные сланцы».

Широко в пределах Сербско-Македонского массива также выступают и палеозойские отложения, которые М. Д. Дмитриевичем и Б. Чиричем

(1966) характеризуются так (с. 36): «Если исходить из данных, которыми мы располагаем в настоящий момент, то можно считать, что палеозойский период развития Сербско-Македонского массива начинается с ордовикской трансгрессии. Основание ордовикской серии образовано терригенными породами, а верхняя часть — большей частью глинами. Местами можно обнаружить также следы начального магматизма. В этот период Сербско-Македонский массив в основном представлял собой поднятие, только местами скрытое под водой (район Басилийграда).

Границы ордовика, силура и девона еще не очень ясны. Если силурийский период охватывает известную часть серий Качаник—Велес и Капаник, то следует предполагать, что в зоне Вардара должен быть перерыв и складчатость (арденнская??), сопровождаемая метаморфизмом. В Восточной Сербии в силуре образуется глубокая эвгеосинклиналь, в которой формируются граптолитовые сланцы и близкие к ним породы. Дифференциация же начинается только в верхнем силуре. Уже в это время, вероятно, происходит продольная дифференциация Сербско-Македонского массива. Его западная часть местами затапливается морем в этот или еще более ранний период, а центральная часть волнообразно поднимается в продольном направлении.

Переход между силуром и девонем соответствует разделению морских бассейнов по обе стороны массива. В Восточной Сербии наибольшего развития достигает средний и верхний девон, имеющий характер флиша вдоль древнего массива (Dimitrijević et al., 1965). Интенсивный процесс денудации кристаллических сланцев и более древних формаций безусловно связан с быстрым поднятием восточной окраины Сербско-Македонского массива, происходившим в это время. Вероятно, в этот момент и начинается складываться моноклиный симметричный характер строения этой окраины.

В последевонское время в Восточной Сербии морской режим сменяется фазой поднятия и относительной консолидации. Нижний карбон отсутствует, верхний представлен мелководными и трансгрессивными отложениями, а пермо-триас — красными песчаниками. Возникает вопрос: можно ли выделять каледонский и варисцийский периоды осадконакопления, если после хорошо выраженных циклов — трансгрессивный обломочный ордовик—глубоководный силур—девонский флиш вместо отчетливых геосинклинальных отложений идут лагунные и молассовые формации карбона и перми?

Как в Сербско-Македонском массиве, так и в Восточной Сербии кислый плутонизм проявляется очень интенсивно в верхнем палеозое, скорее всего в нижнем карбоне. В ядро массива внедряется интрузия Буяновак (абсолютный возраст 234 млн лет), что сопровождается процессом частичной мигматизации и повторной складчатостью на фоне непрекращающейся консолидации.

Идет интенсивное образование продольных разломов, вдоль которых образуются пегматиты и мигматиты. В Восточной Сербии в это время появляются габбро массива Дели Йован, затем несколько более молодые гранитоиды Нересницы, Брњицы и Горняне и сиениты Танда, а в южной части более широкой зоны Вардара (включающей также и западную зону Сербско-Македонского массива) — целая серия гранитных плутонических пород».

Изложенные фактические данные позволяют сделать следующие выводы о составе и структуре земной коры мезозойского и палеогенового «океана» Тетис на участке его дна, соответствующем современным Динаридам.

1. Наличие мощного 11-километрового докембрийского «нижнего комплекса», состоящего из кварцитов и биотитовых гнейсов, а также интенсивная насыщенность (в форме гранитных интрузий) пород верхнего

палеозоя кремнеземом не позволяют интерпретировать состав океанического дна здесь как базальтовый или офиолитовый.

2. Земная кора в зоне Динарид в мезозое и палеогене имела типично континентальный характер, так же как и на охарактеризованном выше альпийском отрезке Тетиса.

3. Дедуктивно можно предполагать, что и под Адриатическим морем кора также континентальная.

Эллиниды

Эллиниды, по Ж. Обуэну (1967, с. 45), представляют собой часть Динарид, расположенную в южной части Балканского полуострова, на территориях югославской Македонии, большей части Албании и Греции. Породы докембрийского основания здесь, помимо рассмотренного выше Сербско-Македонского массива, выступают также, по данным М. В. Муратова (1969), заимствованным из работ югославских и болгарских геологов, внутри Пелагонийского и Родопского массивов. В Родопском массиве в составе докембрийского основания, согласно М. В. Муратову (1969, с. 9), выделяются «два комплекса; нижний, относимый к архею, представлен гнейсами и другими глубоко метаморфизованными породами. На них несогласно налегает второй комплекс, разделенный на шесть свит и относимый в целом к протерозою. На Пелагонийском массиве развиты аналоги пяти верхних из этих свит. Не может быть сомнения, что описанные породы всех трех массивов Балканского полуострова подверглись складчатости и метаморфизму в конце протерозоя, т. е. в байкальскую эпоху складчатости. Вместе с тем байкальское основание в Родопском массиве было прорвано интрузиями позднепалеозойских гранитоидов (массив Витош).

Подобные же метаморфические толщи описаны А. Грубичем в южной оконечности Карпат в Восточной Сербии, где они слагают отдельные массивы, разделенные узкими складчатыми зонами и разломами. Здесь также известны и палеозойские гранитоиды.

В Южных Карпатах допалеозойское основание выступает на огромной площади, слагая все главнейшие горные массивы как в пределах самих Карпат, так и в Банате. Согласно данным сводки М. Дессила-Кодарча (Dessila-Codarsea, 1967), здесь в составе основания выделяются три комплекса. Древнейший комплекс Лорту сопоставляется ею с добайкальскими — карельскими или беломорскими образованиями платформы. Второй комплекс, алутский, рассматривается как принадлежащий к верхнему докембрию и сопоставляется с готскими образованиями Балтийского щита, т. е. является аналогом ранних байкалид. Третий комплекс собственно байкальский или позднебайкальский, к которому относятся массивы Фагараш, Себеш, Пояна-Руска, Мыниом-Догнеча, Локва, охватывает древнее антиклинальное ядро Южных Карпат, сложное серийей Лорту и алутским комплексом. Формированием этого комплекса закончилось образование складчатых структур фундамента Южных Карпат и Баната, который является, таким образом, байкальским (Dessila-Codarsea, 1967).

Байкальский комплекс слагает также большую часть гор Апусени и весь Марморешский массив Восточных Карпат. Только основание гор Хигиш на юго-западе массива Апусени слагают палеозойские складчатые и метаморфизованные породы, относящиеся к герцинской геосинклинальной системе.

В Западных Карпатах комплекс байкальского основания отчетливо обособляется чехословацкими геологами. Он представлен двумя сериями кристаллических сланцев — татранской и кугутской, которые слагают ряд отдельных массивов, выступая во многих местах из-под мезозойских и более молодых отложений (Будай и др., 1963). Этот комплекс вместе с про-

рывающими его гранитами слагает часть Высоких Татр, Низких Татр, Большой и Малой Фатры, Стражовских гор, Побажского Иновца, Малых Карпат, гряды Требич близ Нитры и гор Бранско около Спишска-Нова-Вес, намечая здесь значительную площадь, обладающую байкальским основанием».

Альпийско-Гималайский складчатый пояс в пределах СССР

Равнинный Крым

В последние два десятилетия в равнинной части Крыма были пробурены довольно многочисленные глубокие скважины, материалы по которым обрабатывались и публиковались многими авторами, и в частности М. В. Муратовым, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотным и Н. И. Черняком (1968) в статье о строении складчатого основания Равнинного Крыма.

Авторы описывают литолого-стратиграфические комплексы складчатого основания Равнинного Крыма (с. 55, 56): наиболее глубоко метаморфизованные и, по-видимому, самые древние породы, вскрытые в пределах Новоцарицынского погребенного выступа в районе г. Нижнегорска и на Симферопольском поднятии близ с. Зуя. В шлифах были описаны: альбит-хлоритовые, хлорит-актинолит-серицитовые, кварц-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы. Возраст перечисленных пород пока точно не установлен и определяется или как нижнепалеозойский, или как протерозойский. В составе складчатого основания установлены также гранитоиды. «Таким образом, — пишут авторы (с. 56), — сейчас . . . достаточно данных считать, что складчатое основание южной части Симферопольского выступа (район Зуи) и Новоцарицынского поднятия сложено верхнедокембрийскими породами и должно быть отнесено по времени формирования к байкальским складчатым структурам. Такой же возраст складчатого основания всей восточной части предгорий — от Симферополя до Старого Крыма — подтверждается составом галек в конгломератах юры и нижнего мела. . . Эти гальки из среднеюрских и нижнемеловых конгломератов похожи по составу на породы, вскрытые скважинами в районе с. Зуи, и можно думать, что они происходят за счет размыва докембрийских пород, слагающих основание прилегающей части Равнинного Крыма».

В работе Н. П. Семененко (1964) опубликованы результаты определения радиологического возраста валунов из конгломератов таврической серии, возраст их варьирует от 820 до 900 млн лет.

Вероятно, к палеозою относится и толща довольно сильно дислоцированных карбонатных пород, вскрытых в фундаменте Березовского поднятия севернее Новоселовского выступа, в районе с. Березовка. В скв. 2 и 3 они представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми кварцево-карбонатно-сланцеватыми сланцами и доломитами мощностью более 120 м, а в скв. 1 — доломитами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами на карбонатном цементе.

Слабометаморфизованные глинистые сланцы вскрывались также в пределах северо-западных склонов Симферопольского выступа у с. Гвардейского. Возраст их условно определяется как палеозойский.

Таким образом, складчатое основание Равнинного Крыма представляется сложным как по литологическому составу пород, так и по их возрасту.

Кавказ

Истории геологического развития Кавказа посвящены многочисленные работы, в которых, однако, рассматриваются его отдельные регионы или структурно-формационные зоны. Сводные работы, где описывается геологическое строение и история развития всего Кавказа в целом, исчисляются единицами; это работы К. Н. Паффенгольца (1959), Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина (1963) и некоторые другие.

П. Д. Гамкрелидзе (1966) выделяет на Кавказе следующие главнейшие тектонические области:

- I. Предкавказскую (Скифскую) плиту;
- II. Складчатую область (мегантклинорий) Большого Кавказа;
- III. Закавказскую межгорную глыбу;
- IV. Понтийско-Триалетскую складчатую область;
- V. Складчатую область (мегантклинорий) южной части Малого Кавказа;
- VI. Араксинский межгорный прогиб.

Работа П. Д. Гамкрелидзе (1966) посвящена краткой характеристике строения и истории формирования некоторых из перечисленных областей, а именно: Складчатой области Большого Кавказа, Закавказской межгорной глыбы, Понтийско-Триалетской складчатой области, Складчатой области южной части Малого Кавказа, Араксинского межгорного прогиба.

«II. Складчатая область Большого Кавказа (Кавкасион). Складчатая область Большого Кавказа, — пишет П. Д. Гамкрелидзе (1966, с. 4—10), — одно из сложнейших геологических сооружений Альпийского складчатого пояса. . . С уверенностью можно говорить о присутствии каледонских образований в пределах Центрального и Северного Кавказа (интенсивно метаморфизованные гнейсовые и амфиболитовые толщи кристаллического ядра Кавказа). Наличие мощных геосинклинальных формаций среднего и верхнего палеозоя в центральной части Большого Кавказа доказано на основании обнаружения богатой фауны. Главнейшими осадками являются мезозойские геосинклинальные отложения: глинистые сланцы нижней и средней юры, вулканогенные образования средней юры и карбонатные флишевые отложения верхней юры и мела. Перечисленные комплексы палеозоя и мезозоя характеризуются различными мощностями, а также неодинаковой интенсивностью метаморфизма и складчатости.

Одной из характерных особенностей Большого Кавказа является асимметричность строения. Его южный склон резко отличается от центральной и северной частей как историей геологического развития, так и характером тектоники. Если на северном склоне герцинская геосинклиналь замыкается во второй половине верхнего палеозоя и перед юрой она уже консолидирована, то на южном склоне геосинклинальный режим продолжает существовать и в течение мезозоя, и раннего палеогена.

Иная картина наблюдается в области Главного хребта Большого Кавказа, которая до верхнего карбона представляла собой геоантиклиналь, граничащую с геосинклиналью южного склона по глубинному разлому. . . В позднем карбоне интенсивные нисходящие движения захватывают частично и эту геоантиклиналь, где в отличие от северного склона отлагаются маломощные морские терригенные осадки (квизская свита). . .

В тектоническом отношении складчатая область Большого Кавказа естественно расчленяется на ряд зон и подзон, наиболее крупными из которых являются антиклинорий Главного хребта и складчатая система Южного склона.

Антиклинорий Главного хребта включает наиболее приподнятую область Большого Кавказа, сложенную в центральной части нижнепалеозойскими породами кристаллического фундамента, пронизанными палеозойскими гранитоидами; осадочные образования представлены здесь гли-

нистыми сланцами верхнего карбона и лейаса в зонах развития грабен-синклиналей. Периферические погруженные части антиклинория слагаются в основном сильно дислоцированными глинистыми сланцами лейаса. Северное крыло антиклинория представляет моноклиналь, образованную мезозойскими, в основном терригенно-карбонатными отложениями, которые перекрывают с большим угловым несогласием палеозойские метаморфические толщи. Таким образом, по существу именно эта часть мегантиклинория Большого Кавказа должна быть отнесена к эпигерцинской платформе. . .

Складчатая система Южного склона, также являющаяся весьма сложным геологическим сооружением, резко отличается от остальных частей мегантиклинория Большого Кавказа. Период ее развития, как уже было сказано, охватывает по крайней мере две орогенические эпохи: герцинскую и альпийскую. В ее строении принимают участие мощные геосинклинальные терригенные и вулканогенно-осадочные образования силура(?), девона, карбона, перми, триаса, нижней и средней юры и флишевые отложения верхней юры, мела и частично нижнего палеогена.

В продольном разрезе складчатая система Южного склона расчленяется на три резко отличающиеся друг от друга части. При этом западная ее часть в свою очередь также делится на две части: северная ее половина фигурирует в литературе (Гамкрелидзе, 1964) под названием Сванетского антиклинория, или Чхалтинско-Лайлинской зоны, а южную именуют Гагрско-Джавской зоной. Чхалтинско-Лайлинская зона характеризуется развитием сильно дислоцированных отложений палеозоя и триаса, а Гагрско-Джавская зона — наличием менее дислоцированной вулканогенной серии байоса.

Центральная часть складчатой системы Южного склона является интенсивно дислоцированной областью флиша верхней юры и мела и именуется Местия-Тианетской зоной. Своим появлением она обязана глубинным разломам, ограничивающим ее с северо-востока и юго-запада.

Восточная часть складчатой системы Южного склона сложена глинисто-сланцевой толщей нижней и средней юры.

Для Южного склона, как и вообще для Большого Кавказа в целом, характерна интенсивная складчатость. Большая часть всей этой области смята в сильно сжатые изоклинальные складки линейного типа, опрокинутые и в ряде случаев надвинутые на юг. В то же время каждая из зон Большого Кавказа обладает независимым структурным планом. Отдельные структуры из одной зоны, за редкими исключениями, не переходят в смежные зоны, которые в большинстве случаев ограничены глубинными разломами, играющими важную роль в общем структурном развитии складчатой области Большого Кавказа.

III. Закавказская межгорная глыба. Обширная территория Закавказья, расположенная к югу от мегантиклинория Большого Кавказа, включая и Араксинский межгорный прогиб, относится к внутренней области Малоазиатской части Альпийского орогенного пояса. Перед альпийской орогенной эпохой вся эта область представляла собой единую платформу, продолжавшуюся далеко на запад (в пределы Малой Азии и южной части Черного моря) и на восток (в Иран и южную часть Каспийского моря).

Эта единая Малоазиатская эпигерцинская платформа в течение альпийского цикла претерпела существенные преобразования, расчленившись на отдельные наложенные геосинклинальные прогибы и геосинклинальные поднятия. В результате этого здесь сформировались складчатые системы (Понтийско-Триалетская в южной части Малого Кавказа) и межгорные глыбы (Закавказская и Араксинская). При этом Понтийско-Триалетская складчатая область расчленяет Закавказскую глыбу на Грузинскую, Азербайджанскую и Артвинско-Болнисскую глыбы, границы которых со складчатыми областями являются дизъюнктивными и пред-

ставляют собой длительно развивающиеся разломы глубокого заложения.

Главной особенностью этих глыб является их интенсивное прогибание на конечной, послепалеогеновой, стадии развития смежных с ними Кавказской и Понтийско-Триалетской геосинклиналей и накопление громадной мощности молассовых отложений, которые залегают на слабо дислоцированных маломощных отложениях палеогена и мезозоя, представленных в близких к платформенным фациях, лежащих на кристаллических породах субстрата. Последние обнажаются на поверхности в пределах Дзирульского, Храмского, Локского и Мисханского массивов. Наиболее полный разрез их представлен в Дзирульском массиве.

Грузинская глыба, расположенная между Понтийско-Триалетской складчатой областью и складчатой системой Южного склона, на западе погружается под воды Черного моря, а на востоке непосредственно смыкается с Азербайджанской глыбой.

Грузинская глыба, а в особенности ее северная часть, претерпела наиболее интенсивное опускание в байосский век, когда произошло накопление мощных вулканогенных образований спилитово-порфиритового состава. . . . Весьма примечательно, что для этой части глыбы характерен промежуточный тип складчатости в отличие от остальной ее части, где развита типичная покровная складчатость.

Артвинско-Болнисская глыба довольно резко отличается от Грузинской глыбы по своим геологическим разрезам. Здесь полностью отсутствуют средне-, верхнеюрские и нижнемеловые отложения, столь широко развитые в пределах Грузинской глыбы. Большим распространением пользуются мощные (до 3 км) вулканогенные образования верхнего мела, а также верхнемиоценово-плиоценовые вулканогенно-континентальные образования (Джавахетское поднятие).

Артвинско-Болнисская глыба на востоке постепенно переходит в Азербайджанскую глыбу, являясь по существу ее приподнятой западной частью.

Таким образом, Закавказский межгорный прогиб образовался на месте типичного срединного массива, кристаллический фундамент которого опущен на разные глубины.

Характерной структурной особенностью Закавказской межгорной глыбы является мозаичность строения, обусловленная наличием многочисленных крупных разломов, большинство которых имеет, по-видимому, глубокое заложение.

IV. Понтийско-Триалетская складчатая область. Эта область охватывает Понтийскую и Аджаро-Триалетскую складчатые системы и является наиболее четко выраженным складчатым горным сооружением не только Малого Кавказа, но и всей Малой Азии. Понтийско-Триалетская складчатая область представляет собой наложенную на Малоазиатскую платформу эвгеосинклиналь, прошедшую за отрезок времени от альба до нижнего миоцена полный цикл своего развития. Она сложена мощными вулканогенными образованиями нижнего и верхнего мела и среднего эоцена, карбонатными отложениями маастрихта—дания, терригенными флишевыми отложениями палеоцена — нижнего эоцена и глинисто-песчанистыми осадками верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена. Суммарная мощность всех этих отложений достигает 10—12 км.

Понтийско-Триалетская область отделена от соседних с нею межгорных глыб глубинными разломами и в тектоническом отношении представляет собой двусторонний ороген с опрокидыванием складок на смежные глыбы. Вся эта область смята в хорошо выраженные складки линейного типа и разбита многочисленными взбросо-надвигами, направленными в основном с юга на север.

V. Складчатая область южной части Малого Кавказа. Складчатая область южной части Малого Кавказа является гетерогенным мегантиклинорием, характеризующимся на протяжении мезокайнозойской истории неполным геосинклинальным развитием и существенными изменениями характера тектонических зон и подзон.

Большая сложность геологического строения складчатой области южной части Малого Кавказа затрудняет, естественно, ее тектоническое расчленение. . . Она подразделена на следующие крупные тектонические единицы, отделяющиеся друг от друга разломами глубокого заложения: 1) Локско-Карабахскую слабоскладчатую систему (антиклинорий); 2) Севанско-Акеринскую складчатую зону (синклинорий); 3) Мисхано-Зангезурскую слабоскладчатую зону (антиклинорий); 4) Тальшскую складчатую область (антиклинорий).

Взаимоотношения между названными тектоническими зонами в значительной степени замаскированы здесь молодыми вулканическими излияниями, приведшими к образованию довольно крупных вулканических „щитов“. Наиболее значительными из них являются на севере Джавахетский и на юге Армянский. Армянский вулканический „щит“ распадается на несколько самостоятельных вулканических поднятий, из которых самым крупным является Арагацское.

VI. Араксинский межгорный прогиб. Араксинский межгорный прогиб состоит из ряда впадин и реликтов антиклинальных поднятий, в которых выступают породы субстрата, представленные палеозоем и триасом. По своей тектонической природе Араксинский межгорный прогиб также является срединным массивом, в большей своей части погребенным под весьма мощными миоценовыми и нижнеплиоценовыми молассаами.

Заканчивая на этом краткую характеристику основных элементов структуры Кавказа, коснемся некоторых общих особенностей его тектонического строения, как они представляются в статье П. Д. Гамкрелидзе (1966).

Исследования последних лет показывают большую роль в тектоническом развитии Кавказа глубинных разломов продольного и поперечного направления.

Продольные разломы в большинстве случаев имеют большую вертикальную и незначительную горизонтальную амплитуды смещения.

К числу главных поперечных разломов относятся на Большом Кавказе Шехинско-Адлерский, Штавлерско-Эльбрусский и Самурский, а на Малом Кавказе — Абул-Самсарский и Араратский разломы.

Поперечные разломы в центральной части Большого Кавказа и Малой Азии приурочены к наиболее высокоприподнятым их частям.

Необходимо отметить еще одну черту развития некоторых кавказских геосинклиналей — это относительно короткий промежуток времени опускания их основания и, наоборот, длительный период общего воздымания.

Особый интерес представляет история формирования структур Кавказа, развивавшихся в течение длительного времени. В настоящее время нет еще достаточных данных об отдельных фазах каледонского цикла, хотя имеются все основания говорить об интенсивности складкообразования этой эпохи в целом. Мало что известно и о герцинских орогенических движениях, сыгравших, по-видимому, существенную роль в формировании доальпийских структур, в особенности Предкавказской эпигерцинской плиты и Закавказской межгорной глыбы.

Решающая роль в становлении структур Кавказа принадлежит орогеническим фазам альпийского орогенического цикла. В настоящее время с достоверностью можно говорить о проявлении 14 фаз складчатости, из которых наиболее интенсивными являются древнекиммерийская, батская, ларамийская, триалетская, штирийская, аттическая и валахская.

С этими фазами связано формирование основных тектонических ярусов Кавказа.

Следует отметить, что длительность одной орофазы измеряется временем от нескольких миллионов до сотен тысяч лет. Причем фазы, проявляющиеся в период погружения геосинклиналей, — более длительные, а фазы орогенного этапа их развития — более короткие (Гамкрелидзе, 1960).

В итоге необходимо отметить, что изучение структурных форм Кавказа позволяет сделать вывод о ведущей роли горизонтальных сил в формировании первичных структур и подчиненной роли вертикального раздавливания, нагнетания пластических масс и гравитации.

Сравнивая Кавказ с другими горными областями Альпийской складчатой системы, можно прийти к заключению, что Кавказ в целом по степени интенсивности сжатия складчатых структур уступает Альпам и Карпатам, чем и вызвано, по-видимому, отсутствие здесь больших горизонтальных перемещений.

Турция (Анатолия)

Территория азиатской части Турции, Анатолия, представляет собой самую среднюю (в направлении с севера на юг) часть западной половины Альпийско-Гималайского геосинклинального (складчатого) пояса и соответственно среднюю же часть бывшего дна «океана» Тетис. Данные по стратиграфии развитых на территории Турции отложений кратко изложены в статье К. Эрентоза (1967), а об основных чертах тектоники Анатолии — в работе И. Кетина (1966).

«Главнейшие горные хребты Анатолии, — пишет К. Эрентоз (1967, с. 32—40), — сложены метаморфическими породами, которые в виде окон выступают из-под покрывающих отложений. Определение их возраста остается почти всегда проблематичным, поскольку ископаемые остатки, как правило, совершенно отсутствуют . . . Метаморфические породы, слагающие складчатое основание, отнесены к палеозою. Некоторые авторы полагают, что возраст массива Мендерес—Милас, сложенного этими образованиями, относится к палеозою—нижнему мезозою.

Метаморфическая серия, слагающая этот массив, обладает значительной мощностью и смята в складки. Начинаясь в Болгарии, в Родопском массиве, метаморфический комплекс пересекает турецкую границу в Западной Фракии, слагает промежуточный массив Истранджа и погружается под каменноугольные и девонские породы к западу от Стамбула. Нижняя часть этого разреза состоит в основном из гнейсов. В верхней части гнейсы и слюдяные сланцы чередуются с кварцитами, филлитами, карбонатными сланцами, прорванными основными и кислыми интрузиями.

Массив Мендерес—Милас представляет собой наиболее древние образования Анатолии. Нижнюю часть его составляют очковые гнейсы, образующие обособленный комплекс, на нем располагаются тонкослоистые гнейсы, чередующиеся со слюдястыми кварцитами, карбонатными сланцами, филлитами и мраморами, образующими другой комплекс. На этих породах залегают мраморы. На этих трех метаморфических сериях располагаются конгломератовидные песчаники, сланцы и брекчиевидные известняки карбона. Выше залегают доломитовые известняки, содержащие гастропод, брахиопод, пелеципод и водоросли, а также мелкозернистые мраморы, которые наиболее вероятно представляют мезозой . . .

Такие же метаморфические породы образуют на юге ядро нижней части Тавра (Аланья—Анамур), восточнее — ядро массива Потюрге-Малатия и массив Битлис. Эти комплексы слагают массивы, расположенные к югу от Чанаккале (и массивы Казада—Эгригёз), затем выходят на поверхность вдоль южного берега Мраморного моря, п-ова Капыдаг и о. Мармара и слагают массивы Эскишехир-Болу, горы Акдагмадени и Илгас, а также массив Киршехир-Нигде. Те же комплексы выступают

местами в самых высоких вершинах складчатых цепей Северной Анатолии.

Метаморфические образования, указанные выше, обладают одними и теми же характерными чертами и встречаются в виде гнейсов, слюдяных сланцев, кварцитов, филлитов и мраморов.

П а л е о з о й. Докембрий и кембрий. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские породы несогласно залегают на докембрийских в районе Мардена. Кембрийские и докембрийские образования выступают здесь только из-под известняков верхнего мела. Они метаморфизованы и в горизонтах рыхлых песчаников найдены *Paradoxides*.

Породы докембрия представлены (снизу вверх): красно-черными фельзитовыми порфирами, риолитами и андезитами; темно-красными кварцитовыми песчаниками, содержащими потоки лав, выше залегают песчаники и конгломераты, зелено-красные, с вулканическим материалом; затем следуют темно-серые кристаллические тонкослоистые известняки, содержащие обломки красных кремней.

На них несогласно залегают базальные конгломераты с органическими остатками и другие отложения нижнего и среднего кембрия: конгломераты с обломками вулканических пород; тонкие слои песчаника, зеленые сланцы; мелкозернистые красные кварцевые песчаники (аналоги нубийских песчаников); известняки; мелкозернистые рыхлые песчаники; зеленовато-серые глинистые сланцы; песчаные мергели, богатые трилобитами, особенно *Paradoxides*.

Горы Анамур расположены на Средиземноморском побережье, между Анталией и Силифке. В результате детальных исследований здесь в последнее время обнаружены кембрийские породы, содержащие трилобиты. . .

Докембрий восточного склона горной цепи Анамос состоит в основном из немых граувакк, филлитов и серицитовых глинистых сланцев. Базальные конгломераты и серые кварциты кембрия с угловым несогласием залегают здесь на докембрийских породах. В верхней части кварциты переходят в глинистые сланцы. Доломитовые известняки темно-серого цвета, лишенные органических остатков, согласно залегают на кварцитах. Выше следуют граувакки и глинистые сланцы с незначительным количеством трилобитов.

На основании детальных исследований возраст этих отложений определен как среднекембрийский. На них залегают двухметровый слой базальных конгломератов, кварциты и доломитовые известняки, лишенные фаунистических остатков. . .

В районе Хакяри в юго-восточной Турции темно-серые кварциты и залегающие на них известняки, по-видимому, имеют кембрийский возраст.

Кварциты выступают в виде окна в ядре большой антиклинали, находящейся на восточном окончании гор Джири вблизи границы с Ираком.

Ордовик и силур. Отложения ордовика—силура в большинстве случаев палеонтологически охарактеризованы и изучены лучше, чем подстилающие более древние образования. Тщательные исследования, проведенные нами, позволили обнаружить граптолитовые горизонты среди филлитов и глинистых сланцев, лежащих на метаморфических породах. Иногда эти слои несогласно перекрывают метаморфический субстрат. Выходы пород ордовика—силура располагаются в следующих местах: от западной части Стамбула до п-ова Коджаэли, в районе Адапазары—Зонгулдака близ Аданы—Козана—Феке—Пынарбаши и, наконец, в районах Силифке—Анамур и Хакяри.

В районе Стамбула—Коджаэли располагаются хорошо изученные разрезы, относящиеся большей частью к ордовику и силуру.

К первому относятся аркозы, песчаники и конгломераты, ко второму — конгломераты, песчаники, кварциты, граувакки, известняки с большим количеством *Halysites*.

Восточнее, на Черноморском побережье, в районе Шиле—Адапазары—Эрегли—Зонгулдака, преобладают кварциты.

В районе Адана—Феке породы ордовика—силура на больших пространствах выступают в эрозионных окнах и в ядрах складчатой зоны Тавра. В темно-серых и черных сланцах встречаются *Monograptus*.

В районе Силифке—Анамура недавно были обнаружены в большом количестве граптолиты. На желтых блестящих сланцах, принадлежащих к кембро-ордовику, залегают песчаники и сланцы, относящиеся уже к ордовику. Черные кремнистые известняки, богатые граптолитами и кораллами, сланцы и черные битуминозные сланцы относятся к силуру.

В районе Хакяри, в 25 км к югу от гор Джири, на поверхность выступают слюдистые сланцы, кремнистые породы, чередующиеся с красными, серыми и желтыми песчаниками, которые относятся, вероятно, к силуру. Выше залегают тонкослоистые белые известняки. Все эти слои расположены ниже девона.

Девон. Девонские образования занимают довольно обширные пространства. Морские отложения девона залегают на древних породах и разделяют отдельные их выходы. Девонское море в северной части Анатолии простиралось от Стамбула до Синопа. В южной части, начиная от Тавра, оно доходило до Агри и проникало в юго-восточную Анатолию.

На значительных площадях, в особенности к востоку от Стамбула, вплоть до Амасры, девонские отложения представлены прибрежными фациями. Нижнедевонские отложения в районе Стамбула состоят из полукристаллических черных известняков, частично из граувакк, известняков и глинистых сланцев. Среднедевонские образования представлены известняками и кремнистыми сланцами, верхнедевонские — глинистыми сланцами, граувакками, песчаниками и конгломератами. Все девонские породы богаты органическими остатками.

Классический разрез девона с постепенным изменением фаций можно наблюдать в области, простирающейся от Коджаэли—Зонгулдака на западе до Бартина на востоке. Нижний девон начинается темно-коричневыми и красными песчанистыми сланцами, далее идут кварциты, в которых встречаются прослои темно-серых известняков, богатых фауной. Средний девон, в особенности в Амасре, представлен кристаллическими доломитовыми известняками с постепенно меняющейся интенсивностью окраски, верхний девон — мощными толщами известняков с прослоями глинистых сланцев.

В Западной Анатолии, в Измире, Карабуруне и Соме образования, представленные чередованием аркозов, граувакк, сланцев и известняков, древнее среднего девона.

В Тавре, в массиве Алянъя, начиная от Муглы к востоку, на поверхность выходят прибрежные коралловые и брахиоподовые известняки. большей частью они относятся к верхнему девону, меньшей — к среднему. . . Они протягиваются от Козана и Саимбейли до Тавра близ Малатья и даже до Хекимхана. Далее на восток в Хазаре, в горах Хаджертун, прослеживаются девонские сланцы, мергели, песчанистые известняки и битуминозные песчаники.

В районах, расположенных между Хакяри и Ираком, к югу от гор Бийук Агри, девон представлен мощными толщами сланцев, чередующихся с кварцитами и органогенными известняками, богатыми ископаемыми. Ядро Восточного Тавра образовано бурными мергелистыми известняками. Выше кварцитов, расположенных в нижней части разреза, залегают песчаники, известняки и аспидные сланцы. Они содержат криноидеи, брахиоподы, мшанки и водоросли.

Карбон и пермь. Каменноугольные отложения распространены так же широко, как и девонские. На севере, в окрестностях Зонгулдака и Стамбула, в районе Анкары, Беледжика и Бурсы каменноугольные отложения встречаются отдельными полосами. На юге, начинаясь от Муглы,

они охватывают всю систему Тавра и простираются в глубь до Хакяри. Это в основном морские отложения с подчиненными пачками континентальных или лагунных пород. На севере, в районе Зонгулдака, в обширных лагунных бассейнах с ними связаны залежи рабочих пластов угля.

Пермские отложения занимают всю область между Западной и Восточной Анатолией. Окрестности Стамбула, район Коджаэли, Чанаккале, срединный массив Эскишехир-Мендерес (массив Центральной Анатолии), окрестности Мардина, прибрежные цепи Черного моря на севере и массивы Качкар—Чорох и Кастамону были обширными островами в пермском бассейне.

Недавно в районе Стамбула и к западу от него были обнаружены незначительные выходы каменноугольных отложений, до настоящего времени рассматривавшиеся как верхнедевонские (фракийская серия). . . Далее на восток детальные исследования карбона и перми были произведены в угленосном бассейне Эрегли—Зонгулдак, занимающем значительное место в экономике Турции. Здесь присутствуют крупные месторождения ископаемого угля. Обычно в этом бассейне нижний карбон представлен морскими отложениями, а верхний — угленосными континентальными. Нижние доломитовые известняки, содержащие *Lithostrotion*, *Productus* и *Syringopora*, относятся к визе. . . Турнейский ярус вскрыт только в скважинах под мезозойским чехлом.

Продуктивная свита состоит внизу из песчаников, а выше из глинистых сланцев (серия аладжагаз) и соответствует намюру. Толща кварцитов и порфиринов, чередующихся с песчаниками, относится к вестфалу. Наиболее важные пласты угля залегают в районе между Чамли, Кандилли, Зонгулдаком и Калимали и продолжают вплоть до Амасьи. На каменноугольных породах залегают пермские слои незначительной мощности.

К югу от района Анкары пермь представлена бурыми и светлыми известняками с фузулинидами. Здесь же среди песчаников, конгломератов и тонких слоев черных известняков встречаются прослой известняков, содержащих *Productus* визейского возраста.

В районе Байбурта кварцитовые песчаники, богатые фораминиферами, кораллами и брахиоподами, аркозы и красные песчаники достигают мощности почти 1500 м. На южном побережье Мраморного моря, в районе Балиа, между Бурсой и Гемликом, на поверхность выходят известняки, мраморы и черноватые или голубые песчаники с богатой фауной.

В Измире, в Карабуруне и в окрестностях Сомы есть выходы черных и коричневых известняков с фузулинидами, местами тянущиеся к северу от Измира вплоть до бухты Чандарли. В Карабуруне обнаружены, вероятно каменноугольные, песчаники, сланцы, известняки и конгломераты, содержащие фузулиниды.

В Тавре отложения перми и карбона занимают значительные пространства и протягиваются в юго-восточном направлении через Мут-Силифке, Караман, Конью, Аладаг и Болкардаг. Эти образования, представленные песчанистыми известняками и глинистыми сланцами, слагают горные вершины. В Малатии среди битуминозных известняков темно-синего и часто черного цвета отмечаются мелкозернистые песчаники, мергелистые сланцы и рифовые известняки, богатые ископаемыми остатками и слагающие толщу каменноугольных и пермских отложений.

В юго-восточной Анатолии, в массиве Битлис и особенно в Хакяри, в относительно тонких слоях мергелей и в массивах светло- и темно-желтого известняка встречаются *Productus* и в большом количестве *Lithostrotion*.

Мезозой. Триас. Морские триасовые отложения, довольно ограниченные в Северной Анатолии, занимают обширные пространства в Тавре и выходят на поверхность в юго-восточной Анатолии.

Наиболее доступные для наблюдения обнажения встречаются в районе Коджаэли—Шиле—Измир—Гебзе, в Балия, в районе Гемлик—Бурса.

в Южной, Восточной и юго-восточной Анатолии, в частности в Тавре.

К востоку от Стамбула, в районе Коджаэли—Шиле—Гебзе, триасовые отложения с богатой фауной трансгрессивно залегают на девоне или силуре, представлены они отложениями среднего и нижнего триаса. Желтые известняки и красные песчаники, залегающие на базальных конгломератах, отвечают нижнему триасу.

Среднему триасу соответствуют серые и черные брекчиевидные доломитовые известняки, а также конкреционные известняки, богатые фауной, которые располагаются над ними. Верхний триас представлен сланцами, содержащими *Halobia*.

На южном берегу Мраморного моря небольшие выходы мергелей, содержащих *Halobia*, располагаются на базальном конгломерате и перекрываются известняками.

Южнее, в Эдремите, Иенидже и особенно в Балия слои триаса, богатые органическими остатками, несогласно залегают на пермокарбоне. На базальном конгломерате залегают верхнетриасовые песчаники, за которыми следуют черные сланцы, содержащие *Halobia*.

К востоку от метаморфического массива Мендерес—Милас; к юго-западу от Муглы, к северу от залива Керме и к востоку от Бодрума находится обширное пространство, занятое триасовыми осадочными толщами. Серые доломитовые известняки с глинистыми прослойками, содержащими *Pseudomonotis*, *Myophoria* и *Diplopora*, относятся к триасу.

В Тавре в нижних горизонтах известняков, в глубоководных, но чаще прибрежных фациях и в толщах коричневых доломитовых известняков встречаются *Diplopora*, что указывает на сходство этих формаций с описанными выше известняками Бодрума. Это, вероятно, среднетриасовые отложения, распространенные в районе Аданы вплоть до Аладага. В горах Аманос были встречены доломитовые известняки, но фаунистически обособанный триас здесь не установлен.

В юго-восточной Анатолии триасовые породы имеют широкое распространение. В Хазре песчаники залегают под пестрыми сланцами и глинами. Ниже располагаются красноватые песчаные известняки, пестрые мергели и сланцы. Эти породы, содержащие *Myophoria* и *Pseudomonotis*, обнаружены в нефтяных скважинах.

Довольно мощные триасовые толщи распространены в районе между Хакяри и Иракской границей, в Джири и в горах Суду. В основании разреза на серых песчаниках и известняках здесь располагаются песчаные известняки. В верхней части появляются слоистые известняки кремового цвета, в которых обнаружены *Pseudomonotis*, *Myophoria* и *Ostrea*, остатки гастропод, кораллов и водорослей. Мощность достигает 400 м.

Юра. Небольшая по мощности толща трансгрессивно залегающих юрских отложений протягивается южнее Мраморного моря, к району Анкары, в восточном направлении, и целиком покрывает южные склоны гор, расположенных на берегу Черного моря. Они выходят также на поверхность на юго-западе в Тавре, тянутся в восточном направлении и на юго-востоке перекрываются более молодыми образованиями. Таким образом, юрские породы занимают значительные пространства, слагая нижние части известняковых толщ, которые принято считать нефтеносными, что подтверждается бурением.

Юрские образования представлены также в виде флиша и в фации терригенных отложений шельфа. Иногда встречается континентальная юра, содержащая угольные пласты.

Юрские породы в районе Анкары уже с давних пор хорошо изучены. На юге этого района юра начинается лейасовыми отложениями, в основании которых обнаружены красные конгломераты, несогласно залегающие на палеозойских граувакках и сланцах. Затем идут красные мергелистые известняки, сланцы, песчаники и флишевые отложения, содержащие

Pentacrinus, *Arietites* и *Phylloceras* и сопровождающиеся сланцами и песчаниками. Известняки, в том числе мергелистые и плитчатые с аммонитами, вероятно, относятся к средней юре.

В районе южного берега Мраморного моря, в окрестностях озер Маньяс и Аполионт, особенно последнего, юрские отложения обычно трансгрессивно залегают на более древних палеозойских. Кристаллические известняки, серые мергели и красные туфы располагаются на песчаниках, конгломератах и сероватых песчаных известняках, содержащих белемниты.

Литографские известняки с *Calpionella*, псевдоолитовые, рифовые и коралловые известняки относятся к верхней юре.

Юрские отложения также широко развиты в районе Биледжик.

Лейас представлен коричневыми известняками с аммонитами, а средняя и верхняя юра — бело-розовыми известняками. В хребтах побережья Черного моря, где юрские породы развиты широко, они начинаются обычно лейасовыми отложениями, трансгрессивно залегающими на пермских, а иногда и на метаморфических породах. Здесь встречаются мергелисто-песчаные известняки с *Phylloceras* и глинистые сланцы.

Доггер начинается базальным конгломератом, располагающимся на лейасе. Выше идут доломитовые и песчаные известняки, на которых залегают отложения мальма, содержащие *Calpionella*.

Юрские породы, представленные известняками и конгломератами, тянутся, несколько меняя свой состав, вплоть до района. . . Инеболу. Восточнее Бартина юрские и нижнемеловые известняковые толщи слагают непрерывную серию.

Юрские красные, глинистые и конкреционные известняки трансгрессивно залегают на метаморфических породах в Гюмюшане и на пермских образованиях в районе Амасии. В песчаниках в большом количестве встречаются аммониты. Эти слои идут с востока — от Байбурта до Чороха. В районе Байбурта и Испира лейас начинается конгломератами, за которыми следуют песчаники. Затем залегают серые песчаные известняки, содержащие *Arietites*. В верхней части разреза наблюдается чередование лав, туфов, красных известняков и мергелей. Все эти породы, включая мергели и красные известняки с *Phylloceras*, принадлежат к лейасу. Отложения мальма можно обнаружить под толщами красных известняков, содержащих *Aptychus*.

Коралловые известняки, встречающиеся в Чашме и в Измире, относятся к верхней юре. Толщи серых известняков в Баля содержат *Calpionella alpina*.

Широко известны юрские породы и в Тавре, в Бейшехире—Сейдишехире и в Аксеки. Недавно были обнаружены юрские органические остатки в нижних горизонтах известняков, слагающих главную часть Тавра. Черные битуминозные известняки лейаса переходят во флишевые зоны. Среднеюрские битуминозные сланцы чередуются с мергелистыми известняками. Выше следуют верхнеюрские мергелисто-битуминозные сланцы. Отложения верхнеюрского возраста встречаются также в известняковых фациях в хребте Муنزур, являющемся продолжением Тавра.

В юго-восточной Анатолии, в особенности в районе Хазры, наблюдаются два типа юрских фаций. Лейасовые отложения начинаются конгломератами, переходящими в известняки желтоватого цвета и красные и розовые известняки, которые в свою очередь перекрываются верхнеюрскими известняками. Доломитовые известняки, доломиты и слои коралловых известняков антиклинали Хаджертумдаг относятся к юре. Верхние горизонты непрерывной известняковой толщи, расположенной в Джубадаге и южнее Хакяри, вероятно, также относятся к юре.

Нижний мел. Отложения нижнего мела в виде полос разной ширины имеют довольно ограниченное распространение. Они известны на южном побережье Мраморного моря, к западу от гор Муданьо; на северо-западе

Анатолии; на севере района Бейпазары—Наллыхан; к югу от Болу; к северу от Гоинук и оз. Абант; в районе Зонгулдака, к северу от Ил-газа—Куршунлу; к юго-востоку от Шебинкарахисара; в районе Байбурта, к северу от Тортума, где они выделены среди флишевых образований; на западной окраине Анатолии, в районе Измира и Карабуруна; на юге в предгорьях Тавра среди непрерывных известняковых толщ; в горах, расположенных к северу от Аланья—Газипаша; на высоких вершинах Тавра, в долине р. Гоксу.

На побережье Черного моря и к югу от него отложения нижнего мела трансгрессивно залегают на породах девона и карбона. Они начинаются базальным конгломератом мощностью 3—4 м, за которым следуют известняки, относящиеся по возрасту к интервалу от валанжина до нижнего апта, тонкие слои песчаников, содержащих *Nerinea* и *Requienia*, верхне-аптские песчаники Велебеи, затем альбские песчаники и мергели, альб-сеноманские синие мергели и дикий флиш. Нижнемеловые отложения достигают мощности приблизительно 1500—2000 м. . .

Нижнемеловые отложения в глубоководных фациях, распространенные между Анатолийскими нагорьями и северными горными хребтами, и нижнемеловые отложения в мелководных фациях, расположенные южнее, имеют различный литологический состав. В районе Байбурта развиты песчанистые и кремнистые сланцы, богатые фауной и чередующиеся с тонкими слоями мергелей и мергелистых известняков мощностью от 2000 до 2800 м. В направлении Тортума преобладают серые известняки, чередующиеся со сланцами, а также флишеподобные толщи.

В районе Бейпазары—Наллыхан и Болу наблюдается чередование тонких слоев мергелей и белых известняков, богатых органическими остатками.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения, связанные своим образованием с крупной трансгрессией, широко распространены как на севере, так и на юге Анатолии. В Центральной Анатолии после длительного воздымания и последовавшей затем верхнемеловой трансгрессии накопились известняки и флишеподобные осадки, относящиеся к сеноману, турону, сенону и маастрихту. К юго-востоку от массива Истранджа и к северу от Стамбула верхнемеловые отложения начинаются сеноманскими известняками, содержащими рудисты.

Недалеко от Зонгулдака на сеноманском флише мощностью 2500 м трансгрессивно залегают туронские слои, представляющие собой чередование основных вулканических излияний с мергелями, радиоляритами и белыми мергелистыми известняками. Коньякские и сантонские образования сложены серыми песчанистыми известняками, в то время как агломераты и туфы сопровождаются мергелистыми известняками. Кампанский, маастрихтский и датский ярусы представлены туффитами, слоистыми мергелистыми известняками и флишем. Сеноманские отложения достигают здесь мощности почти 2000 м.

К югу от Понта верхнемеловые отложения представлены различными фациями. Сеноман состоит из чередования песчаников, мергелей и сланцев, образующих флишевую толщу. Турон характеризуется тем же составом и содержит *Trigonia* и *Inoceramus*. Сенон-маастрихтские отложения представлены флишем и содержат *Globotruncana*; особенно богаты микрофауной. При приближении к древним массивам эти слои переходят в фации мергелистого и глинистого состава. В туронских и сенонских отложениях встречаются горизонты рифовых известняков, содержащих гипсуриты и кораллы.

Комплекс зеленокаменных пород занимает большие площади и состоит из кислых и основных интрузивных пород, подушечных лав, спилитов, диабазов, а также серпентинитов, перидотитов, сопровождающихся радиоляритами, глинами, песчаниками или известняками, которые в большинстве случаев содержат *Globotruncana*.

Было выдвинуто несколько гипотез относительно возраста зеленокаменного комплекса, которые обсуждаются в настоящее время. Некоторые авторы считают, что зеленокаменные породы на юго-западе Анатолии имеют палеозойский возраст. По нашим наблюдениям, этот комплекс в районе Малатьи располагается под туроном, содержащим органические остатки, а в Центральной Анатолии — под базальным конгломератом маастрихтского яруса.

Что касается осадконакопления в верхнем мелу, то между севером и югом Анатолии существуют большие различия. В Северной Анатолии преобладают мергелистые и глинистые флишевые отложения, в то время как в Южной Анатолии, где флиш встречается изредка, в основном распространены известняки и доломитовые известняки. Большинство верхнемеловых комплексов включает рифовые известняки с рудистами, постепенно сменяющиеся чередованием красных радиоляритов, известняков, мергелей, мергелистых известняков и сланцев».

Выше располагаются отложения палеоцена, эоцена, олигоцена, неогена и четвертичные, представленные в разнообразных фациях и имеющие общую мощность 2000—2500 м.

Изучение тектонических структур Анатолии позволило И. Кетину (1966) выделить здесь следующие структурные зоны.

1. Цепи Северной и северо-западной Анатолии, или Понтиды в широком понимании.

2. Внутренне-Анатолийские хребты, или Анатолиды в узком понимании.

3. Южно- и Восточно-Анатолийские цепи, или Тавр в широком понимании.

4. Юго-Восточные Анатолийские гряды, или зоны краевых складок.

Детальное описание этих тектонических зон мы здесь не приводим, так как для наших целей это не имеет существенного значения.

Подробно охарактеризованный стратиграфический разрез Анатолии (Турции) представляет интерес не только региональный, но и общетеоретический. Дело в том, что в последние годы геологи (тектонисты и петрологи) делят структурные зоны геосинклиналей на внутренние, или эвгеосинклинальные, и внешние — миогеосинклинальные. Первые из них характеризуются интенсивным проявлением как эффузивной, так и интрузивной деятельности, вторые — скромным проявлением магматизма того и другого типа.

Охарактеризованный выше стратиграфический разрез Анатолии представляется в этом отношении аномальным. Располагается он во внутренней зоне Альпийской геосинклинали, а по скромным масштабам проявления магматизма больше всего напоминает разрезы миогеосинклиналей. Почти вся многотысячметровая толща докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований почти не имеет в своем составе магматических пород, характерных для эвгеосинклиналей.

Следовательно, разделение зон геосинклиналей на мио- и эвгеосинклинальные по масштабу проявления в них магматических процессов носит относительный и условный характер, хотя этот критерий прочно вошел в сознание исследователей. Территория Анатолии — яркий пример, когда зона Альпийской геосинклинали, эвгеосинклинальная по структурному положению, набору осадочных формаций и масштабу проявления магматизма, скорее является миогеосинклинальной.

Иран

Приведенные в этом разделе главы сведения об основных чертах стратиграфии и элементах структурного развития Ирана заимствованы из статьи Дж. Штёклина «Тектоника Ирана» (1966).

Структурное развитие Ирана, по данным этого исследователя, представляется в следующем виде.

«До кембрий и нижний кембрий. Самые ранние орогенические движения, которые можно различить в Иране, — пишет Дж. Штёклин (1966, с. 6—10), — относятся к докембрию. Породы, подстилающие кембрийские пласты с ископаемыми организмами, известны теперь в хребтах Загроса и Эльбурса, в Зенджане, Озбак-Кухе, в обширной области Керман и около Галпайгана. Кембрийские отложения с ископаемыми организмами, в основном известняки и сланцы, имеют различную мощность (от 20 м в Кермане до 2000 м и более в Озбак-Кухе). Ископаемые организмы, преимущественно трилобиты, свидетельствуют о среднем или верхнем кембрии; только в хребте Загрос и около Кермана трилобиты группы *Redlichia*, очевидно, указывают на верхи нижнего кембрия. Каковы бы ни были литология, мощность и ископаемые организмы этих кембрийских отложений в различных обнажениях, их неизменно подстилает формация, которая ставит в тупик геологов своим исключительным единообразием и непрерывностью. Эта формация получила различные названия, из которых предпочтительнее название „песчаник Лалун“. . . Она сложена пурпурно-красными косослоистыми аркозово-кварцитовыми песчаниками мощностью от 500 до 1000 м и часто содержит *Gruziana* и следы других подобных организмов.

У Зенджана, в хребте Эльбурс, у Озбак-Кухе и около Галпайгана песчаник Лалун согласно залегает на пестрых слюдястых сланцах, песчаниках, кремнистых доломитах (доломит Солтани) и строматолитовых известняках. Эта свита мощностью более 2000 м ниже упоминается под общим названием „инфракембрий“. В северной части области Керман и в хребте Загрос эти инфракембрийские породы переходят в широтном направлении в диапировую соляную формацию, которая, как полагают, коррелируется с соляной формацией Хормуз Южного Ирана, Персидского залива и Восточной Аравии и с соляной серией Пенджаб Соляного хребта.

Контакт между инфракембрийскими породами и песчаником Лалун — согласный, а в большинстве мест даже с постепенным переходом. Однако в классическом районе развития кембрия — Кухбанане около Кермана — песчаник Лалун представлен только своей кварцитовой кровлей и залегает на эродированной поверхности инфракембрийского доломита без углового несогласия. То же можно наблюдать и в Южно-Зенджанском хребте. Хаотическая складчатость в гипсоносных и соленосных инфракембрийских пластах к северу от Кермана раньше ошибочно считалась проявлением орогенических движений, но позднее ей приписали чисто диапировый характер и гораздо более молодой возраст (мел—третичный). Нарушенные разрезы в той же области снова обнаруживают согласное залегание нижнекембрийского песчаника Лалун на инфракембрийских породах.

Вместе с тем явные подтверждения сильных орогенических движений были зафиксированы в области Керман—Табас—Озбак-Кухе, в породах, подстилающих инфракембрий. Эти докембрийские породы представлены метаморфическими и неметаморфическими формациями. К западу от Кермана однообразная свита зеленых сланцев и аркозовых песчаников, содержащих радиолярии и следы других организмов, альгонская свита Морад, образует сложные складки и перекрыта с резким угловым несогласием серией Ризу (инфракембрий), которая, помимо типичных инфракембрийских песчаников и кремнистых доломитов, содержит кислые изверженные породы. . .

В Бафке, северо-западнее Кермана, инфракембрийские породы лежат на гнейсах и других мезо- и эпизональных метаморфических породах. Неизвестно, был ли вызван метаморфизм ассинтскими или более ранними движениями. Посторогенные гранитные интрузии проходят через метаморфические формации и, вероятно, через нижнюю часть (серия Ризу) инфракембрийского комплекса. Единственные определения абсолютного возраста пород в Иране были получены по изотопам свинца, содержащимся

в инфракембрийских породах этой области (Huckriede et al., 1962); они показали возраст от 595 до 760 ± 120 млн лет. . .

В горах Озбак-Кухе типичный песчаник Лалун с *Gruziana* подстиляет нижнепалеозойский разрез, очевидно самый полный и мощный из известных до сих пор на Среднем Востоке. Под песчаником Лалун залегают доломиты и связанные с ними цветные сланцы, во многом похожие на инфракембрийский доломит Солтание в Зенджане. Доломит залегают с резким несогласием на слабо метаморфизованных известковых сланцах, а эти последние — на слюдяных сланцах, амфиболитах и других породах, испытавших эпи- и мезозональный метаморфизм. Светлые порфиновые граниты пронизывают метаморфические породы, но перекрываются (срезаются) инфракембрийским доломитом без признаков контактного метаморфизма. Метаморфизм, расслоение сланцев и другие признаки тектонического воздействия также указывают на докембрийский возраст движений.

В Алам-Кухе (Центральный Эльбурс) свита, состоящая из мраморов, слюдяных сланцев, роговиков, кварцитов и метаморфических туфов мощностью более 1000 м, перекрыта доломитами и красноцветными отложениями (нижняя формация Хезарчал) типично инфракембрийского вида, выше которых следуют песчаник Лалун (верхняя формация Хезарчал) и ордовикские отложения с фауной.

К юго-востоку от Алам-Кухе инфракембрийская формация лежит на неметаморфизованной формации Кахар мощностью более 1000 м, сложенной свитой зеленых аргиллитовых и кремнистых сланцев с прослоями кварцитов, доломитов и туфогенных пород. Между этой формацией Кахар и типично инфракембрийским комплексом не обнаружено несогласия. . .

В горах Солтание к югу от Зенджана инфракембрийский разрез практически идентичен разрезу Эльбурса. Он также в некоторых местах залегают на мощных метаморфических комплексах (преимущественно филлитах), а в других — на типичной неметаморфической формации Кахар. В горах Солтание между формацией Кахар и метаморфическими сланцами контакт явно постепенный, а метаморфизм по крайней мере частично обусловлен интрузией светлых порфиновых гранитов (гранит Доран). Этот гранит в свою очередь перекрыт типично инфракембрийскими доломитами и сланцами без признаков термального контакта с гранитами. Контакт формации Кахар с перекрывающими ее инфракембрийскими породами представляет собой литологический перерыв, отмечающий перерыв в накоплении осадков, во время которого интродировал гранит Доран.

В Голпайгане. . . типичный песчаник Лалун лежит на инфракембрийском комплексе, сложенном почти исключительно доломитами. Последние со слабым, но отчетливым несогласием лежат на сланцах, песчаниках и туфах, которые похожи на формацию Кахар. . . Как и в Зенджане, и в Озбак-Кухе эти докембрийские породы пронизаны гранитами типа Доран, которые перекрыты инфракембрийскими доломитами.

Формация Кахар в Эльбурсе, Зенджане и Голпайгане залегают на глубине свыше 3000 м, под кембрием с ископаемыми организмами, и ее относят к докембрию. Литологически она очень похожа на серии Морад и Кермане. И та и другая внешне похожи на геосинклинальные отложения, совершенно отличные от инфракембрийского разреза, образовавшиеся в условиях мелкого моря и лагуны и имеющие характер платформенного чехла. Перерыв в накоплении осадков выше формации Кахар в Зенджане и несогласие в Голпайгане, возможно, коррелируются с постассинтским несогласием над серией Морад в Восточном Иране. Вместе с тем доломиты и кислые туфы, переслаивающиеся в формации Кахар, отсутствуют в серии Морад, но характерны для посторогенной (инфракембрийской) серии Ризу. Более того, посторогенные интрузии гранитов в Бафке, очевидно, моложе серии Ризу, в то время как граниты с одинаковым петрографическим составом в Озбак-Кухе, Зенджане и Голпайгане оп-

ределенно старше формации, которая в этих районах отнесена к инфракембрию.

До того как в указанных выше районах были обнаружены кембрийские породы с ископаемыми организмами, песчаник Лалун считался эквивалентом древнего красного песчаника Европы. . .

Когда было показано, что песчаник Лалун имеет досреднекембрийский возраст, стало почти очевидным, что в Иране не было каледонской орогении. Вместе с тем отделение докембрийских метаморфических комплексов от более молодых пород, метаморфизованных в мезозойское время, все еще представляет собой сложную проблему всюду, где еще не выделен нижний палеозой. Это особенно справедливо для зон метаморфизма, лежащих к югу от Большого Кавира, а также для других таких же зон, примыкающих к надвигу Загроста. В то время как некоторые из этих зон без сомнения не были затронуты мезозойским метаморфизмом, на примерах Бафка и Голпайгана, описанных выше, видно, что докембрийский метаморфизм их безусловно охватил. . . Одним из наиболее важных результатов геологических исследований в Иране за последние несколько лет является доказательство, что породы докембрийского фундамента выходят на поверхность во многих районах Центрального, Северного и Восточного Ирана.

До сих пор почти не проводилось сравнительного изучения пород фундамента Ирана и пород Аравийского щита. Однако рассмотренные выше данные заставляют предположить, что палеозой—инфракембрий на всей территории Ирана залегает на фундаменте платформенного типа, более или менее консолидированном в результате складчатости, интрузий гранитов и метаморфизма, как и на Аравийском щите, и, таким образом, этот фундамент, вероятно, является непосредственным продолжением Аравийского щита на северо-восток. Во всяком случае инфракембрий и палеозой, залегающие на этом докембрийском фундаменте, имеют все черты настоящего платформенного чехла.

О внутреннем строении этой докембрийской платформы Ирана известно немного, но можно выделить два направления, которые оказали влияние на ее дальнейшее структурное развитие. Одно из них — меридиональное, а другое с северо-запада на юго-восток; оба эти направления также отчетливо видны в структурном плане Аравийского щита. . . Они проявляются в Восточной Аравии, в районе Персидского залива, и в Южной Иране и обнаруживаются в докембрии по распространению фаций инфракембрийской соли Хормуз и ее эквивалентам. Многочисленные соляные купола Хормуз в этом районе с восточной стороны внезапно исчезают по меридиональной линии, совпадающей с хребтом Оман Восточной Аравии. Это объясняется существованием возвышенности Оман, образующей меридиональный вал, или раздув, возникший в докембрийское (дохормузское) время. Роль возвышенности Оман станет еще более очевидной, если мы обратим внимание на хормузскую соль (формация Равар) к северу от Кермана (Восточный Иран), которая, очевидно, ограничена с востока прямым продолжением этой возвышенности на север. Таким же образом западная граница Южно-Персидской области соляных куполов проходит, по-видимому, по древней возвышенности Катар, которая тянется с севера на юг и образует полуостров Катар. Наконец, северная граница Южно-Персидской области соляных куполов почти полностью совпадает с линией главного надвига Загроста, который протягивается с северо-запада на юго-восток. Таким образом, этот очень молодой надвиг совпадает с очень древним докембрийским структурным поднятием. За исключением эквивалентов хармузской соли в Восточном Иране, которые, очевидно, образуют отдельный небольшой соляной бассейн, инфракембрийские формации, встречающиеся в различных районах за пределами надвига Загроста, представлены пресноводными доломитовыми и красноцветными фациями. На основании этого можно сделать вывод,

что преобладающее северо-западное простирание горных хребтов Южного и Центрального Ирана, так же как и отклоняющееся меридиональное простирание гор Восточного Ирана, унаследовано от древних докембрийских простираний, образованных, возможно, в период ассинтской орогении.

П а л е о з о й. После формирования и консолидации докембрийской платформы Ирана наступил долгий период тектонического покоя, длившийся от инфракембрия до позднего триаса. В связи с этим в разрезе, соответствующем этому промежутку времени, чередуются мелководные морские, лагунные и континентальные отложения с крупными перерывами в накоплении осадков. Эти перерывы и постоянно наблюдающиеся изменения мощности и фаций палеозойских формаций указывают на повторение через определенные промежутки времени эпейрогенических движений, но признаков более или менее значительной складчатости нет. . . Эти эпейрогенические движения весьма возможно совпадают с палеозойскими (байкальская, каледонская, варисцийская) орогениями в других районах Евразии.

В Кухбанане (северо-западнее Кермана) и местами в области Зенджан нижнекембрийский песчаник Лалун исключительно маломощен и перекрывает с параллельным несогласием более древние горизонты инфракембрия. В остальных местах его контакт с инфракембрием совершенно согласный, даже с постепенным переходом.

Региональное параллельное несогласие наблюдается в основании средне-верхнедевонских формаций Северного и Восточного Ирана. Эти формации лежат на силурийских отложениях в Озбак-Кухе и северо-западнее Кермана, на ордовикских — в Алам-Кухе и непосредственно на кембрийских — в Эльбурсе, к востоку от Алам-Куха, и везде с параллельным несогласием, кроме районов к западу от Кермана и Табаса. Здесь морской средний—верхний девон трансгрессивно залегает на ассинтских горстах. В других районах морской девон не обнаружен.

Раннекаменноугольные движения проявляются только в хребте Шотори к востоку от Табаса в виде слабого межформационного несогласия и нескольких тонких прослоек конгломерата.

Более значительное региональное несогласие, а местами истинное угловое несогласие наблюдается в основании перми. Оно свидетельствует о существовании на всей территории Ирана морской трансгрессии, наступившей после периода регрессии в позднем карбоне. Пермские известняки лежат на нижних горизонтах верхнего карбона в хребтах Табаса—Озбак-Куха, на нижнем карбоне или верхнем девоне — в горах Эльбурс, на кембрии или более древних породах — в Зенджане, Голпайгане и в районе Бахтиярия—Загрос. В отдельных обнажениях в большинстве случаев не заметно углового несогласия, однако при региональном картировании очень слабые угловые несогласия выявляются. Следует напомнить об одном исключении, которое недавно обнаружил О. Тиеле в районе Голпайган. Здесь пермские доломиты местами налегают на круто стоящие кембрийские и инфракембрийские пласты и на складчатый и метаморфический докембрий. Но совсем рядом (Мехаллат) тот же самый пермский доломит находится в обычном нормальном контакте с подстилающим его кембрием.

За исключением возможного небольшого перерыва у границы этой системы накопление осадков непрерывно продолжалось от перми до триаса, и наступление мезозойской эры не ознаменовалось никакими орогеническими движениями. . .

Таким образом, весь разрез от палеозоя до среднего триаса включительно считается осадочным чехлом, сложенным континентальными (с перерывами) и мелководными морскими осадками, лежащими на обширной докембрийской платформе, которая за этот долгий период времени испытала слабые толчки, но не была охвачена сильными орогеническими движениями. Только узкая горная полоса за надвигом Загроса (область

Голпайган) местами, возможно, подвергалась более сильным допермским (варисцидским) нарушениям, но даже здесь встречаются лишь слабые признаки полного развития варисцидской орогении».

Территорией Ирана условно можно ограничить с востока западную часть Альпийско-Гималайского складчатого пояса и соответственно западную часть бывшей акватории «океана» Тетис. Особо интересна эта часть тем, что здесь мы имеем дело с двумя типами земной коры. Инверсированная кора «океана» Тетис располагается ныне под всеми описанными выше складчатыми горными сооружениями — от Пиренеев на западе до Эльбурса и Загроса на востоке. В мезозое и палеогене эти складчатые области были, однако, дном Тетиса.

Структура коры под акваториями морей

Второй, «не претерпевшей инверсии», по-видимому «первозданный океанический», тип коры, представленный гипотетическим базальтом или офиолитами, по мнению некоторых работавших здесь геофизиков, развит только под наиболее глубокими частями акваторий Черного, южной половины Каспийского и Средиземного морей.

На основании приведенного выше описания разрезов докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя западной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса, бывших в мезозое и палеогене дном «океана» Тетис и соответственно принимавших участие в строении земной коры под ним, нетрудно убедиться, что в настоящее время кора здесь типично континентального характера; такой же, несомненно, она была и в мезозое и палеогене, когда здесь располагался «океан» Тетис.

Что касается типа коры под упомянутыми морями, то Б. К. Балавадзе с соавторами (1966, с. 35), интерпретируя аномалии силы тяжести над этими морями и разделяющим их Кавказским перешейком, характеризуют его таким образом: «Профиль Варна—Карши, протяженностью более 2000 км, проходит через глубоководную часть Черного моря, Рионо-Куринскую депрессию и Каспийское море (рис. 2 авторов цитируемой работы, — А. П.). На кривую вдоль этого профиля вырисовываются региональные максимумы и минимумы, отклоняющиеся друг от друга более чем на 300 мгл. Количественная интерпретация кривой g показывает следующее: осадочный слой под Варной имеет мощность около 8 км и дальше, в сторону центральной области моря, увеличивается до 14—15 км, а потом вновь уменьшается, доходя под Анаклией до 7—8 км, а в районе Дзирульского массива — до нуля. Дальше вновь следует медленное погружение кристаллического фундамента, достигающее около 8 км под Евлахом, потом опять плавный подъем его до 6 км под Агджабеди—Саатлы с последующим резким погружением до 16 км у западных берегов Каспийского моря (Бяндован) и до 20 км в центральной части моря. Однако не доходя до восточного берега приблизительно 75 км поверхность кристаллического фундамента резко воздымается до глубины 2—3 км, и так продолжается до Карши. . .

Гранитный слой распространяется прерывисто и по мощности изменяется в пределах 25 км (наст. изд., рис. 14, — А. П.). Со стороны Балкан, имея мощность около 10—12 км, он вклинивается под Черное море и прерывается у глубоководной части моря (на глубине, равной или большей 2000 м); с восточной стороны он также вклинивается под море, имея под Анаклией мощность около 12—13 км. Дальше на восток мощность гранита увеличивается, достигая под Сурамским хребтом примерно 25 км, за ним вновь следует постепенное уменьшение мощности, которая уже под Евлахом равна приблизительно 5 км. Такая мощность его прослеживается до зоны резкого воздымания кровли гранитного слоя у восточного побережья Каспия. По сейсмическим исследованиям, считается, что под Каспийским морем „гранит“ полностью отсутствует.

Базальтовый слой под континентом и Каспийским морем очень мало изменяется по мощности и только под Черным морем уменьшается до 8 км. Он сильно подвергнут короблению: приподнят под Черным морем, сильно опущен в зоне Анаклия—Натахтари—Евлах, дальше вновь приподнят под Агджабеди—Саатлы и немного опущен под Каспийским морем».

Еще раньше к близким по содержанию результатам, касающимся строения земной коры под Черным морем, по сейсмическим данным, пришел Ю. П. Непрочнов (Непрочнов, 1959, 1960, 1962; Муратов, Непрочнов, 1967). В последней статье авторы так характеризуют основные черты глубинного строения дна Черноморской котловины (с. 44): «В недавние годы выяснилось, — пишут они, — что не только морфология дна Черного

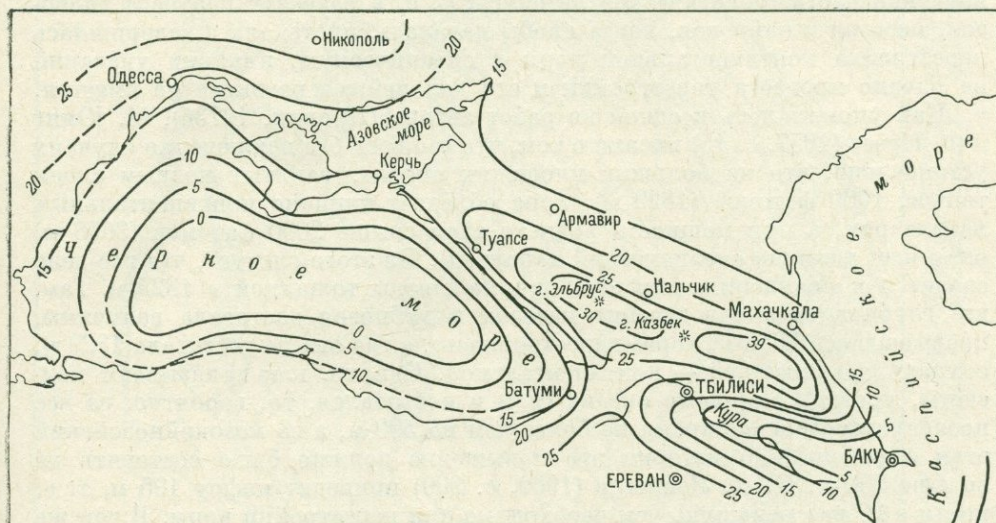


Рис. 14. Схема изменения мощности гранитного слоя на Кавказе и в Черном море (Балавадзе и др., 1966)

Изомощности приведены в километрах.

моря, но и строение земной коры по геофизическим данным здесь сходны с особенностями дна океанов. . . Глубинное сейсмическое зондирование земной коры — ГСЗ — выявило отсутствие в центральной части дна Черного моря „гранитного“ слоя. Под осадками толщиной 8—14 км здесь залегает „базальтовый“ слой со скоростями распространения сейсмических волн 6.6—7.0 км. Поверхность Мохоровичича в этом районе относительно приподнята и находится на глубине 20—24 км, опускаясь при приближении к окружающим котловину горным сооружениям и достигая глубины более 50 км под Кавказом.

Независимо от ГСЗ существование области без гранитного слоя установлено по сейсмологическим данным в результате изучения распространения волн Lg и Rg от землетрясений. Примечательно, что положение северной и восточной границ этой области, определенное двумя указанными методами, хорошо согласуется». Контурь зоны без гранитного слоя показаны на рис. 15.

Возможности геофизических методов исследования земной коры и верхней мантии Земли, в том числе и метода глубинного сейсмического зондирования, ограничены: геофизические методы могут установить только наличие глубинных и латеральных неоднородностей (плотностей и изменений скоростей сейсмических волн) в земной коре и верхней мантии, но не могут дать оценки геологических и геохимических процессов, происходивших в коре, которые обусловили существование двух типов последней; вместе с тем именно при допущении существования континен-

тального и океанического типов коры и возникает ряд сложных геохимических или петрохимических проблем, суть которых заключается в общем виде в следующем.

Постулирование гипотезы существования континентального и океанического типов земной коры обязывает пояснить сущность тех геологических и геохимических процессов, которые должны были происходить в течение мезозоя и кайнозоя при перестройке континентальной коры в океаническую на тех площадях океанов, где последняя сегодня устанавливается методами сейсмического зондирования. Первый вопрос, который при этом возникает, можно сформулировать так. Какова геологическая сущность этого грандиозного явления, или к какой категории геологических процессов необходимо отнести такую смену состава коры? В доступной для изучения части геологической летописи, т. е. в разрезах позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, когда якобы началась, протекала и завершилась перестройка континентальной коры в океаническую, никаких указаний на начало процесса перестройки и его дальнейшее развитие не имеется.

Как упоминалось в одной из работ автора (Пронин, 1973б), М. Юинг и Ф. Пресс (1957, с. 15) писали о том, что «во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях океана, занятых водным слоем тоньше 1000 фатомов (1829 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя свыше 2000 фатомов (3658 м) она имеет типично океанический характер». Из этого следует, что все дело сводится к появлению слоя океанической воды толщиной в 1829 м. Там, где глубина океана в течение мезозоя и кайнозоя достигала величины, превышающей 3658 м, кора «перестроилась», а где она не достигала 1829 м, сохранилась прежней — континентальной. Однако, как показывают подсчеты, уровень Мирового океана если и повышался, то, вероятно, за все послеперотерозойское время не более чем на 500 м, а за мезокайнозойский этап геологической истории это повышение должно было составить не больше 200 м. О. К. Леонтьев (1969, с. 900) приводит цифру 195 м, т. е. почти в 20 раз меньшую, чем необходимо для перестройки коры. В чем же состояла геологическая сущность процесса перестройки коры, из высказывания М. Юинга и Ф. Пресса остается все-таки неясным. Если это был некий чисто геохимический или петрохимический процесс, то и в этом случае возникают непреодолимые трудности, относящиеся к балансу кремнезема. Произведем некоторые несложные расчеты, основываясь на исходных данных, приводимых в статье А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1967).

По данным этих исследователей (Ронов, Ярошевский, 1967, с. 1292, рис. 1), океаническая кора «базальтового» типа занимает в современных океанах площадь $296 \cdot 10^6$ км² и имеет среднюю мощность 5 км. Соответственно объем ее составит $1480 \cdot 10^6$ км³. Гранитная оболочка на континентах, по тем же данным (с. 1296, табл. 6), имеет среднюю мощность 20.1 км или округленно 20 км. Если до начала мезозоя на указанной выше площади, равной $296 \cdot 10^6$ км², где сейчас кора океаническая, был развит гранитный

Рис. 15. Схема тектонической структуры области, окружающей Черное море (Муратов, Непрочнов, 1967).

1 — выступы фундамента древней Восточно-Европейской платформы под осадочным чехлом; 2 — части Восточно-Европейской платформы под осадочным чехлом; 3 — мезозойские грабены по окраине древней платформы под осадочным более молодым чехлом; 4 — Скифская эпипалеозойская платформа и срединные массивы в Альпийской области, выступы фундамента; 5 — Скифская плита — участки поднятия фундамента; 6 — Скифская плита — участки глубокого залегания фундамента; 7 — краевые прогибы альпийской складчатой системы; 8 — межгорные впадины; 9 — ядра антиклинорий альпийской складчатой системы с выходом палеозойского основания; 10 — то же, сложенные мезозойскими породами; 11 — крылья антиклинорий; 12 — главные синклинии Альпийской системы; 13 — материковый склон дна, ограничивающий глубоководную котловину, жирные линии — подводные долины (каньоны); 14 — контуры области дна Черноморской котловины с земной корой, лишенной гранитного слоя; 15 — изобаты дна Черного моря, м; 16 — линии равных мощностей осадочного слоя, км; 17 — тектонические нарушения — разломы в земной коре по геоморфологическим данным; 18 — тектонические нарушения по геофизическим данным.

слой такой же мощности, как на континентах, то его объем должен был составить $5920 \cdot 10^6$ км³. Принимая плотность кремнезема в модификациях кварца равной 2.65 г/см³, а содержание его в этом слое, по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1967, с. 1296, табл. 6), равным 63.94, или — округленно — 64 вес.%, будем иметь в указанном объеме ($5920 \cdot 10^6$ км³) «бывшего гранитного» слоя кремнезема по объему $3789 \cdot 10^6$ км³, а по весу — $100041 \cdot 10^{16}$ т. В современной «базальтовой» коре на той же площади 296×10^6 км² или в объеме $1480 \cdot 10^6$ км³ кремнезема содержится (Ронов, Ярошевский, 1967, с. 1292, рис. 1 и табл. 6) 49.6% или округленно 50%. Кремнезема в «базальтовой» коре по объему будет $740 \cdot 10^6$ км³, а по весу — 1961×10^{16} т. В результате «трансформации» континентальной коры в океаническую должен освободиться избыточный кремнезем в следующем количестве: по объему — $3049 \cdot 10^6$ км³, а по весу — $8080 \cdot 10^{16}$ т.

Суть проблемы океанизации коры и сводится к тому, чтобы решить вопрос о дальнейшей судьбе этого избыточного кремнезема. При этом возможны два варианта: либо избыточный кремнезем растворился в воде океанов мезозоя и кайнозоя, либо он был ассимилирован базальтовой корой и мантией.

Используя первый вариант решения, т. е. допуская растворение кремнезема в воде океанов, мы приходим к следующему результату. По данным А. Полдверварта (1957, с. 132, табл. 1), объем воды в современных океанах равен около $1370 \cdot 10^6$ км³, а вес — $1370 \cdot 10^{15}$ т.* Таким образом, на каждую тонну воды в океанах приходится около 58 т избыточного кремнезема; растворить его в воде современных океанов невозможно.

Ассимиляция избыточного кремнезема базальтовой корой и мантией встречает затруднение в другом аспекте, а именно: во-первых, ассимиляция базальтовой корой или мантией кремнезема, если бы этот процесс в принципе даже оказался возможным, не могла не привести к изменению состава самой «базальтовой» коры и верхов мантии на более кислый, т. е. к процессу «континентализации», так как на каждый кубический километр океанической коры пришлось бы более чем по 3 км³ избыточного кремнезема в тех районах, где кора океаническая, и по 2.4 км³ на всей площади океанов ($361 \cdot 10^6$ км²). Не меняет положения и предположение о том, что сиалическая кора поглощается базальтовой корой океанов и мантией механически — в виде блоков — без существенного химического их изменения, так как объем поглощаемых блоков сиалической коры при ее средней мощности 20 км должен также превышать объем базальтовой океанической коры на площади $296 \cdot 10^6$ км² в 4 раза. Ассимиляция базальтовой корой или мантией континентальной коры в форме блоков или остаточного кремнезема не может не повести к увеличению объема «базальтовой» коры в 4—5 раз, а так как рост объема вниз лимитируется большей плотностью материала мантии, то базальтовый слой должен был расти вверх и вытеснить все воды океана из их впадин; в этом случае все континенты были бы затоплены. Кроме того, для потопления блоков континентальной коры в более плотном субстрате океанической коры и мантии требуется большая энергия, источники которой указать невозможно.

Изложенные факты и соображения заставляют с большим сомнением отнести к возможности перестройки континентальной коры в океаническую, равно как и к обратному процессу, — превращению океанической коры в кору континентального типа; в первом случае возникает вопрос о судьбе избыточного кремнезема, а во втором — о его дефиците и возможных источниках его устранения.

Приведенные количественные данные об освобождающемся кремнеземе при перестройке коры континентального типа в океанах в кору океанического типа свидетельствуют о малой степени вероятности процессов

* При условии, что морская вода с содержанием солей 35‰ имеет плотность, равную единице.

такой перестройки. Отсутствие гипотетического «гранитного» слоя коры в наиболее глубокой внутренней части Черного и южной части Каспийского морей можно объяснить только дедуктивным подходом к интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования на акваториях этих морей. Метод глубинного сейсмического зондирования в состоянии показать, как с глубиной меняются упругие свойства вещества земной коры и мантии, но он ничего не может «подсказать» об атомно-молекулярной структуре этого вещества. Изучение свойств материи в отрыве от ее атомно-молекулярной структуры — один из основных недостатков всех геофизических методов исследования земной коры и мантии.

Значительно более надежные данные о составе пород дна Черного моря получены при изучении петрографического состава пород из галек и валунов некоторых мезозойских конгломератов Крыма, в особенности позднеюрских конгломератов горы Демерджи, исследованных В. Г. Черновым (1970). «Состав обломочного материала конгломератов г. Демерджи, — пишет В. Г. Чернов (с. 83—87), — характеризуется большим петрографическим разнообразием. Исследования автора позволили не только охарактеризовать различные типы пород, но и оценить количественную роль каждой петрографической разности в строении конгломератов (Чернов, 1963а). Из всего разнообразия галек можно выделить такие типы и ассоциации, которые характеризуют отдельные части разреза. В пределах всего разреза распространены обломки диоритов, порфиритов, песчаников таврической серии и известняков нижней юры. Обломки гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев присутствуют в конгломератах верхней части разреза. Сочетание различных петрографических разностей галек и их процентное содержание в конгломератовых фракциях подчиняется закономерностям, связанным с особенностями строения питающей провинции и, вероятно, с этапами эрозивной деятельности в пределах области сноса. . . Вопрос об источнике сноса грубообломочного материала, слагающего толщи оксфордских отложений, решен М. В. Муратовым (1949), который, основываясь на постепенных переходах конгломератов в известняки в северном направлении, рисовал область сноса на юге. Этот вывод подтверждается и характером ориентировки галек конгломератов, и постепенным уменьшением величины обломков с юга на север, и улучшением степени окатанности материала в том же направлении (Чернов, 1963а, 1963б). В пользу вывода о южной питающей провинции говорят области распространения гранитной гальки в Крыму, ограниченные Главной грядой. В составе байраклинских, эскиординских и битакских конгломератов, слагающих северное крыло Крымской мегантиклинали, гранитная галька не обнаружена, хотя районы, явившиеся для них областью сноса, располагались значительно ближе к Украинскому массиву.

Присутствие конгломератов в разрезе является доказательством горного рельефа области сноса и ее расчлененности. Мощность и количество конгломератовых слоев в разрезе увеличивается вверх по разрезу, что свидетельствует об увеличении высоты суши со временем. О составе горных пород, слагавших область сноса, можно судить по обломочному материалу. Наши представления о стратиграфическом разрезе области сноса основываются на прямых данных, когда возраст пород определяется палеонтологическим или радиологическим методом, и на косвенных соображениях, когда возраст пород можно определить лишь по степени метаморфизма и по составу конгломератов, обломки которых включены в изучаемые верхнеюрские конгломераты. Палеонтологический метод позволяет определить в составе конгломератов обломки пород верхней перми (известняки с фузулидами), верхнего триаса (песчаники с двустворчатыми моллюсками и известняки с брахиоподами), нижней юры (известняки с брахиоподами и двустворчатыми моллюсками). Радиологическим методом определены протерозойские (848—1100 млн лет) аплиты и катаклазированные граниты; верхнепалеозойские (210—281 млн лет) аплиты и катаклазированные граниты; верхнепалеозойские (210—281 млн лет) биотитовые,

Группа	Система	Отдел	Индекс	№ описа-ний
Мезозойская	Юрская	Нижний	J ₁	14
			J ₂	13
			J ₃	12
Триасовая	Верхний		T ₃	11
			T ₂	10
			T ₁	9
Палеозойская	Пермская	Ниж-Верх-ний	P ₂	8
			P ₁	7
			C	6
			P ₂₊₁	5
Протерозойская	Каменно-угольная		pt ₃	4
			pt ₂	3
			pt ₁	2
			pt ₁	1

Рис. 16. Гипотетическая схема стратиграфии дна Черного моря к югу от Крыма (Чернов, 1970).

Пояснения к схеме — в тексте.

порфировидные и другие гранитоиды (Юрк, Добровольская, 1965). Изучение конгломератов, обломки которых включены в изучаемые грубообломочные отложения, позволило выделить нижнепалеозойские метаморфизованные гравелиты, верхнепалеозойские аркозовые конгломераты и гравелиты, триасовые известняковые конгломераты и нижнеюрские кварцевые конгломераты.

Предлагаемая стратиграфическая последовательность протерозойских образований (рис. 1) автора статьи (см. наст. изд., рис. 16, — А. П.) весьма условна, так как возможно, что некоторые из них образованы по магматическим горным породам (слои 1—3).

1. Биотитовые гнейсы с непостоянным содержанием биотита, количество которого местами падает до нуля. Сильная разgneйсованность и интенсивный катаклиз этих пород позволяют считать их наиболее древними образованиями.

2. Микроклиновые розовые или красноватые средне- и мелкозернистые гнейсы.

3. Очковые гнейсы с крупными (до 10—15 мм) выделениями розового решетчатого микроклина.

Обломки протерозойских пород наблюдаются в конгломератах сравнительно редко, причем только в верхней части толщи. Они хорошо окатаны (средний процент окатанности — 75—100) и обычно невелики (2—8 см в диаметре). Все это позволяет предполагать, что протерозойские образования были обнажены на небольшой площади, которая находилась достаточно далеко от моря. Выходы протерозойских пород подвергались размыву в позднем оксфорде.

Среди палеозойских образований отмечены породы нижнего и среднего палеозоя, каменноугольной и пермской систем.

4. Наиболее древними среди палеозойских пород были, по-видимому, метаморфизованные кварцевые гравелиты с цирконом и аркозовые кварциты. Обломки этих пород довольно редки в конгломератах, что, вероятно, отражает их незначительное развитие и небольшие мощности в области сноса.

5. Стратиграфически выше, вероятно, залегали светло-серые, светло-зеленые и темно-серые обычно мелкозернистые кварциты.

6. Кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые и кварц-хлорит-альбитовые сланцы с хорошо выраженной сланцеватой

текстурой, иногда сильно гофрированные. Обломки этих сланцев, так же как и обломки кварцитов, большой роли в составе конгломератов не играют. Кварциты и сланцы слоев 4—6 условно отнесены к нижнему и среднему палеозою.

7. Выше, по-видимому, залегают мощные толщи конгломератов и гравелитов преимущественно аркозового состава, образовавшиеся, вероятно, за счет разрушения гнейсов и гранитов. Эти грубообломочные отложения, условно отнесенные к каменноугольным, лишены признаков метаморфизма. В составе их обломочной компоненты присутствуют граниты, гнейсы, светло-серые известняки, кварциты, реже — кристаллические сланцы, сцементированные карбонатным цементом. Присутствие обломков известняков в составе каменноугольных конгломератов дает основание предполагать возможность выходов в пределах древней суши карбонатных пород более древнего возраста (нижне- и среднепалеозойских?). Большая роль гальки грубообломочных пород в изучаемых отложениях — следствие их широкого распространения и больших мощностей в области сноса.

8. Нижний отдел перми представлен аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, которые вместе с грубообломочными отложениями карбона образуют единую молассовую формацию.

9. Верхний отдел перми представлен светло-серыми известняками, плотными, с неровным изломом, переполненными раковинами фораминифер, среди которых Г. Д. Киреева определила *Parastaffella* sp., *Verbeekina* sp., *Doliolina* sp., *Tuberitina* sp., *Pachypholoia* sp., *Spiroplectamina* sp., *Euelthyria* sp. Перечисленные остатки свидетельствуют о верхнепермском возрасте известняков. Обломки верхнепермских известняков встречаются в базальном горизонте и имеют большие размеры (до 24 см в диаметре). Это дает основание предполагать, что известняки залегают в непосредственной близости от моря и имели ограниченные площади распространения.

10. В рассматриваемых отложениях были встречены обломки конгломератов, в состав которых входили гальки верхнепермских известняков, аркозовых песчаников и гравелитов, что позволяет отнести их к триасу.

11. Обломки пород таврической серии играют значительную роль в составе верхнеюрских конгломератов. Особенно большое количество их (до 90%) наблюдается в основании толщи и затем вверх по разрезу снижается до 10%. Обломки пород представлены главным образом кварцевыми песчаниками, редко аргиллитами и железистыми конкрециями. В одном из обломков песчаников были обнаружены *Monotis caucasica* Witt и *Halobia* sp., указывающие на карнийский возраст. Обломки песчаников полуокатанные или угловатые, размеры их достигают 16 см.

12. К таврической серии, вероятно, можно отнести обломки плотных светло-серых известняков с многочисленной норийско-рэтской фауной брахиопод, среди которых А. С. Дагис определил *Euxinella pamirensis* Dagys, *Loballa slavini* Dagys, *Oxycopella oxycolopos* Emmrich, *Rhaetina pyriformis* Suess.

13. В основании разреза юрской системы, вероятно, располагался базальный конгломерат, состоявший из обломков песчаников таврической серии и более древних пород.

14. Выше залегают органогенные красноватые известняки, переполненные остатками брахиопод и двустворчатых моллюсков. Среди них З. А. Антощенко определила *Spiriferina walcotti* Sow., *Sp. angulata* Opp., *Sp. obtusa* Opp., *Sp. alpina* Opp., *Sp. haueri* Suess, *Cirpa fronta* Quenst, *Pseudogibbrhynchia borissiakii* Moiss., *Zeilleria* cf. *ewaldi* Opp., *Z. zubnumismalis* E. Desl., *Lobothiris punctata* Sow.

Обломки нижнеюрских известняков встречаются в пределах всего разреза, местами составляя до 20% конгломератов. Размеры их достигают валунов, окатанность хорошая, что свидетельствует о широком распространении нижнеюрских известняков в пределах области сноса и о том, что их выходы находились недалеко от берега.

В геологической истории дна Черного моря к югу от Крыма немаловажную роль играли, по-видимому, процессы магматизма, выражавшиеся в различные периоды внедрением интрузий и вулканической деятельностью. Характерны для этой области и явления метаморфизма, в результате которых многие горные породы оказались измененными.

1. Позднепротерозойский магматизм характеризуется внедрением интрузий нормального гранитного ряда (гранит-аплиты, катаклазированные граниты), возраст которых определен в пределах 848—1100 млн лет (Юрк, Добровольская, 1965).

2. Позднепалеозойский магматизм проявился внедрением интрузий кислого состава с образованием роговообманковых и биотитовых гранитов, кварцевых порфиров и липаритов. Возраст биотитовых гранитов был определен калий-аргоновым методом в 210—281 млн лет.

3. Мезозойский магматизм, широко известный в пределах современного Горного Крыма, проявился, вероятно, и по северной периферии области сноса. Основная мезозойская фаза относится к среднеюрской эпохе. Породы этой фазы могут быть объединены в спилито-кератофировую формацию.

Основываясь на данных стратиграфии, магматизма и предполагая возможность некоторых несогласий, в пределах области сноса можно выделить следующие структурно-формационные комплексы и этажи: 1) раннебайкальский комплекс, представленный гнейсами, прорванными гранит-аплитами; 2) ранне- и среднепалеозойский комплекс, представленный кристаллическими сланцами, прорванными биотитовыми гранитами; 3) позднегерцинский комплекс (средний карбон—нижняя пермь), составляющий молассовую формацию; 4) позднепермский структурный этаж, сложенный карбонатной формацией; 5) киммерийский этаж, сложенный породами таврической серии и составляющий флишевую формацию.

В поздней юре дно Черного моря к югу от Крыма превратилось в сушу, поставившую на север много грубообломочного материала. Вероятно, рядом с областью поднятия располагалась область прогибания, причем интенсивность прогибания, по-видимому, была соразмерна со скоростью поднятия. Строение оксфордских отложений свидетельствует о ритмичных колебательных движениях области суши, в ходе которых каждый последующий цикл движений был менее интенсивным, чем предыдущий.

Наличие остатков морских организмов (аммонитов, кораллов, брахиопод, двустворчатых и брюхоногих моллюсков) во всех литологических разностях оксфордских отложений, а также ориентировка галек свидетельствуют об их морском происхождении и накоплении в прибрежной части мелкого моря. Разнообразный состав конгломератов и хорошая окатанность большинства обломков позволяют предполагать, что основную массу обломочного материала в морской бассейн поставляли реки, протекавшие по древней суше. . .

Изложенное показывает, что в позднеюрскую эпоху между Крымской геосинклиналью на севере и Черноморской впадиной на юге существовал выступ байкальской складчатой зоны, переработанной герцинскими и киммерийскими движениями, который играл роль источника обломочного материала. С геоморфологической точки зрения выступ представлял собой, по-видимому, гирлянду островов (кордильеру), к которой с юга примыкала глубоководная (?) впадина, а с севера — мелководный прогиб, заполнявшийся молассовыми отложениями. Ширина суши, вероятно, достигала 30—40 км. Простиралась она в субширотном направлении».

Несколько по-иному интерпретирует тектоническую структуру дна Черного моря М. В. Муратов (1972), который на рис. 2 (см. рис. 17 наст. изд.) своей работы показывает эпикавказскую и эпипалеозойскую плиты на всей площади дна Черного моря, а не узкую кордильеру между глубоководной Черноморской впадиной на юге и Крымским мелководным прогибом на севере, как это делает В. Г. Чернов.

Касаясь строения основания толщи осадков дна Черного моря, М. В. Муратов (1972, с. 25—27) пишет: «Как показывает изучение геологического строения областей, окружающих Черное море, его впадина покрывает части очень различных структурных элементов (рис. 2; см. по наст. изд. рис. 17, — А. П.).»

Для периферических и шельфовых частей дна Черного моря строение основания в общем более или менее выяснено. Вся шельфовая северо-западная часть моря между Балканским побережьем и побережьем Равнинного Крыма относится к области Скифской и Мизийской плит. Азовское море покрывает участок Скифской плиты. Большая часть основания

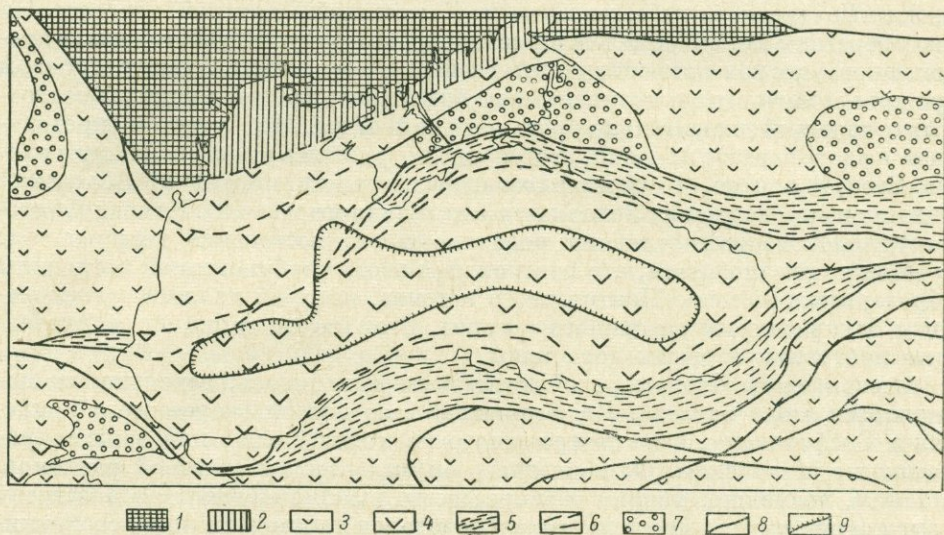


Рис. 17. Схема предполагаемого строения основания толщи осадков дна Черного моря (Муратов, 1972).

1 — древние платформы; 2 — то же под дном моря; 3 — эпипалеозойские и эпибайкальские плиты и срединные массивы; 4 — то же под дном моря; 5 — структуры Альпийской складчатой области в пределах Балкан, Крыма, Кавказа и Малой Азии; 6 — то же под дном моря; 7 — впадины орогенного этапа; 8 — глубинные разломы; 9 — контуры площади земной коры под дном Черного моря, лишенной «гранито-гнейсового» слоя (по сейсмическим данным Ю. П. Непрочнова).

этих плит представляет собой массивы докембрийского возраста, образовавшиеся в позднем протерозое, т. е. они относятся к участкам байкальской складчатой области. Только полоса, протягивающаяся между Добруджей и Тарханкутским полуостровом и связывающая палеозойскую складчатую систему Добруджи с такой же системой Равнинного Крыма, имеет, вероятно, палеозойское складчатое основание. На простирании этой палеозойской зоны расположен Азовский вал, пересекающий Азовское море. Он, вероятно, также имеет палеозойское складчатое основание, на что указывает утолщение земной коры в его пределах до 45 км и гранито-гнейсового слоя коры до 20—25 км (по данным Чекунова, 1967, 1971). Это утолщение рассматривается как «корни гор» палеозойской складчатой системы. Далее палеозойская складчатая зона, судя по тем же данным, протягивается вдоль Каневско-Березанского вала и сливается с палеозойской складчатой системой северного склона Центрального Кавказа.

Северная часть дна Черноморской котловины у берегов северо-западного Кавказа, Керченского полуострова и Горного Крыма, включающая довольно широкую полосу шельфа, материковый склон и часть прилегающего к нему дна края котловины, по всем данным, наложена на погребенные здесь складчатые структуры южной части Горного Крыма, северо-западного Кавказа и разделяющего их переклиналильного прогиба. Точно так же значительная полоса дна на юге Черного моря, по-видимому, скрывает погребенные складчатые структуры Аджаро-Триалетской системы

у берегов Аджарии, Восточного и Западного Понта у побережья Анатолии. Западнее, у берегов Босфора, периферический участок дна Черного моря наложен, видимо, на палеозойское основание Босфорского массива, восточной части Странджи и верхнедокембрийского массива Среднегорья. Наконец, у Босфорского побережья, между мысом Эмине и Бялой, дно моря перекрывает продолжение Альпийской складчатой системы Старой Планины, погружающейся здесь в восточном направлении.

Значительный восточный участок дна моря у побережья Абхазии и Колхидской низменности, несомненно, покрывает погруженное западное продолжение Закавказского срединного массива как в части его, относящейся к Грузинской глыбе, так и в части Колхидской (Рионской) впадины. На дне у берегов Абхазии выделен, по сейсмическим данным, участок дна, в пределах которого поверхность гранито-гнейсового основания, а также второго и третьего осадочного слоя относительно приподнята и общая мощность осадочных отложений относительно уменьшена до 4—7 км. Этот участок протягивается вдоль берегов Абхазии, постепенно погружаясь к северо-западу в районе Сочи. Вероятно, он представляет относительно приподнятый Абхазский участок на продолжении Закавказского срединного массива. К западу, в сторону глубоководной котловины, поверхность его постепенно погружается.

Можно предполагать, что центральная часть глубоководной котловины образовалась на месте Понтического массива, который являлся продолжением Закавказского срединного массива. Этот массив занимает значительную центральную часть котловины.

Осевая часть Черноморской котловины заложилась, вероятно, на поверхности этого массива. На юго-западе этот массив скорее всего прилегал к Босфорскому, а на северо-западе подходил близко или даже соприкасался с Мизийским. От последнего он был отделен системой разломов, а также, возможно, узкими и скорее всего выклинивавшимися навстречу друг другу трогами. Один из них располагался на продолжении геосинклинального прогиба Горного Крыма и, вероятно, выклинивался к юго-западу. Другой находился на продолжении прогиба Старой Планины и замыкался к востоку или северо-востоку. . .

Срединный массив Понтиды, подобно Закавказскому массиву, мог быть покрыт на значительных пространствах чехлом юрско-меловых и палеоцен-эоценовых осадков, а также в какой-то части, возможно, и палеозойским чехлом. Позднее, при формировании Черноморской котловины, его перекрыли отложения Черного моря». И далее: «Начальным моментом формирования Черноморской котловины можно считать образование ряда орогенных впадин и заполнение их отложениями олигоцена и нижнего миоцена (майкопская серия), среднего и верхнего миоцена и, может быть, также понтического яруса (нижний плиоцен). . .

Глубоководные котловины Средиземного моря также являются очень молодыми и сформировались, как выяснилось в последние годы, в основном в течение такого же позднего этапа, как и Черноморская.

В одной из лучше всего изученных сейчас котловин — Тирренской, согласно данным Р. Селли и А. Фабри (Selli, Fabbri, 1971), несколько лет назад были пройдены не только сейсмические профили, но и выполнена драгировка дна и склонов, давшая много новых данных. Треугольная котловина Тирренского моря глубиной около 3600 м заполнена толщей осадков, в которых, по сейсмическим данным, выделяются основание и два комплекса осадочных отложений. Комплекс основания имеет сложное строение и несомненно разный в разных частях возраст. В его пределах в одних местах установлены кристаллические сланцы, в других — следы слоистости, указывающие на присутствие осадочных толщ, местами установлены конгломераты и песчаники веррукано (пермь). Не исключено присутствие мезозойских, а также палеогеновых пород.

Комплекс основания перекрывает нижней толщей осадочных пород до 200 м мощностью, которые несколько дислоцированы и образуют пологие

складчатые структуры. При драгировке в прогибе Стромболи, против Мессинского пролива, в верхней части слоев этой толщи обнаружены желтоватые мергели с *Globorotalia margaritae*, *G. aemiliana*, *G. puncticulata*, характерными для нижнего плиоцена и самых низов среднего плиоцена. Эти слои по фауне и литологическому составу полностью соответствуют голубым мергелям Турби Сицилии и Калабрии, имеющими тот же возраст.

По сопоставлению с разрезом нижележащих слоев Калабрии и Сицилии толща слоев, подстилающих голубые мергели и не вскрытых при драгировках, может достаточно обоснованно сопоставляться с разрезом мессиния (верхнего миоцена) и всей подстилающей частью среднего и нижнего миоцена Италии. Основание этой толщи всюду в Южной Италии, Сицилии и на Сардинии залегает трансгрессивно с разрывом на подстилающих породах, так же как, судя по данным сейсмических профилей, и на дне Тирренского моря. Таким образом, нижний осадочный комплекс соответствует всему миоцену и нижнему плиоцену, а также самой нижней части среднего плиоцена.

Верхний комплекс осадочных отложений ложится на эти слои согласно в центральных частях котловины и со следами размыва и несогласия по ее периферии, местами ложится также на домиоценовое основание. Толща верхнего комплекса достигает 900—1100 м мощности, уменьшаясь к краям бассейна до 600 м и даже до 300 м. В основании этой толщи у подножия склона Сардинии (подводный каньон Орозей) обнаружен при драгировании базальный конгломерат с хорошо окатанной галькой и рыхлым карбонатным цементом, в котором найдены многочисленные мелководные моллюски среднего или верхнего плиоцена. Подняты также глинистые мергели зоны *Globorotalia crassaformis* верхов среднего плиоцена. На одной из станций из этой же толщи драгированием были подняты глобигерины нижнего (доледникового) плейстоцена. Таким образом, доказан возраст верхней толщи в интервале от верхов среднего плиоцена до четвертичного. В центральной части бассейна могло не быть перерыва в осадконакоплении между нижней и верхней толщами.

Несогласное залегание верхней толщи на нижней по периферии бассейна соответствует хорошо выраженному в Италии несогласию в основании верхов плиоцена, которое прослеживается вдоль подножия Апеннин от долины р. По до Сицилии. В Тирренском море эта поверхность несогласия подстилает основание самых верхов нижнего или среднего плиоцена (Selli, Fabbri, 1971), а комплекс вышележащих отложений включает средний—верхний плиоцен и плейстоцен.

Скважины глубоководного бурения, пройденные в период 13-го рейса «Гломара Челленджера» на дне Средиземного моря (Deer-Sea . . . , 1970), по свидетельству авторов предварительной информации о научных результатах экспедиции, вскрыли офиолиты, базальты, обсидиан, андезиты, тефриты, доломит, пелагические илы, сапропель, эвапориты — детритовый гипс, узловатый ангидрит и каменную соль. Из органических остатков, кроме обычных наннофоссилий и планктонных формаминифер, были обнаружены голотурии, радиолярии, птероподы и бентонные фораминиферы, а также несомненные океаническим бассейнам пресноводные остракоды и диатомовые водоросли. Если рассматривать Средиземное море как реликтовый бассейн «океана» Тетис или как современный микроокеан, к чему склоняются некоторые зарубежные исследователи, то нахождение на дне моря пресноводных остракод и диатомей объяснить трудно, так же как и некоторых перечисленных выше осадков, таких как сапропели и каменная соль. Присутствие пресноводных организмов, как и сапропелей и каменной соли, свидетельствует о том, что в некоторые отрезки геологического времени «океан» Тетис становился настолько мелководным или высыхал до дна, что в его пределах образовывались пресноводные и соленые озера и болота, где отлагались сапропели и галит. Последнее по времени такое осушение Средиземного моря, имевшее место в позднем мио-

цене, описали К. Дж. Хсю с соавторами (Hsu et al., 1973), принимавшие участие в 13-м рейсе «Гломара Челленджера» и в обработке полученных во время рейса геологических материалов.

Упомянутыми авторами предлагаются три возможные модели осушения Средиземноморского бассейна в позднем миоцене, когда здесь происходило накопление эвапоритов.

1. Имело место испарение глубоководного Средиземноморского бассейна, получавшего постоянный приток воды из Атлантического океана, так что уровень бассейна поддерживался на уровне Мирового океана или был лишь немного ниже последнего.

2. Происходило испарение мелководного Средиземноморского бассейна, который, как и в первом случае, получал постоянный приток вод из Атлантики, так что его уровень был одинаковым с уровнем Мирового океана или только немного ниже последнего.

3. Глубоководный Средиземноморский бассейн в позднем миоцене был изолирован от Атлантики, а отложение эвапоритов происходило в соленых озерах и лагунах, уровни воды в которых были на сотни метров ниже уровня Атлантического океана. Авторы отдают предпочтение этой последней модели.

На основе изучения сейсмоакустического отражателя, которым предположительно является кровля средиземноморских эвапоритов, авторы приходят к выводу, что Средиземноморская котловина в позднем миоцене по горизонтальным и вертикальным контурам и рельефу дна почти не отличалась от современной, если не учитывать испарения воды.

Далее в упомянутой работе приводятся геоморфологические доказательства осушения, к числу которых, в частности, относится широкое распространение на современном континентальном шельфе и склоне Средиземного моря подводных каньонов, представлявших в позднем миоцене речные долины с крутым наклоном их дна в сторону наиболее глубоких современных бассейнов Средиземного моря (Балеарского, Тирренского, Ионического и др.). Эти каньоны, врезанные в морские отложения допозднемиоценового возраста, заполнены на дне аллювиальными (наземными) отложениями. Такие же погребенные каньоны установлены и в восточной части Средиземного моря у побережий Ливии, Египта, Израиля, Сирии и др. В позднем миоцене долины-каньоны продолжались до пунктов, расположенных на 2000—3000 м ниже современного уровня Средиземного моря. Хотя поступление морских вод из Атлантики в Средиземноморскую впадину в течение позднего миоцена происходило неоднократно, заполнение впадины трансгрессировавшими водами из Атлантики произошло только в самом начале плиоцена. В подтверждение своего предположения, что котловина Средиземного моря осушилась в позднем миоцене, т. е. около 8—10 млн лет тому назад, авторы сделали следующий подсчет (Hsu et al., 1973, p. 240): «Средиземное море, исключая Черное море, имеет площадь, равную 2.5 млн км², и объем воды 3.7 млн км³. Годовая потеря в связи с испарением 4.7·10³ км³. Годовое количество атмосферных осадков 1.2·10³ км³, и годовой объем, поступающий благодаря притоку рек, 0.2·10³ км³. Чистая потеря, таким образом, 3.3·10³ км³·г.⁻¹. . . Если Гибралтарский пролив был бы закрыт в настоящее время, то современное Средиземное море могло бы испариться приблизительно за 1000 лет».

Поскольку сейсмические данные свидетельствуют о том, что мощность толщи каменной соли под дном Средиземного моря может достигать 2000—3000 м, авторы предполагают, что вторжение атлантических вод в Средиземноморскую впадину повторялось многократно в течение нескольких миллионов лет.

Возвращаясь снова к проблеме состава и структуры земной коры под современными Черным и Средиземным морями — реликтами «океана» Тетис, уместно задать вопрос, — если стоять на позиции признания существования континентального и океанического типов земной коры, —

к какому из этих двух типов коры относилась кора под Черным морем в поздней юре, а под Средиземным — в позднем миоцене, когда на месте этих морей существовала суша? Ответ на этот вопрос будет зависеть от того, каким данным отдать предпочтение — геологическим или геофизическим. Если основываться на геологических данных, то следует учесть цитированное (Пронин, 1973б, с. 46) высказывание Г. Р. Фолька (Volk, 1966, p. 446) о том, что «бассейн Вера в прибрежной области юго-восточной Испании заполнен молодыми дельтовыми отложениями, состоящими из конгломератов и песка. Как ненормально большая мощность (до 40 м) кослоистых отложений, так и внутренняя структура отчетливо показывают снос материала в западном направлении, со стороны современного (Средиземного, — А. П.) моря на сушу. При этом снесенный материал имеет и с к л ю ч и т е л ь н о с и а л и ч е с к у ю п р и р о д у».

Следовательно, в период осушения Средиземного моря на занимаемой им площади кора Земли имела типично континентальный характер.

Касаясь глубинного сейсмического зондирования, полезно отметить мнение по этому поводу одного из авторитетов в области этого метода Ф. С. Трегуба (1971). Ф. С. Трегуб пишет (1971, с. 217): «На основе детального анализа фактических данных ГСЗ показана возможность неоднозначной их интерпретации. Указано на отсутствие принципиальных различий волновых полей, регистрируемых на суше и в океанах (разрядка моя, — А. П.)».

Из приведенного высказывания можно заключить, что, когда некоторые геофизики на основе метода глубинного зондирования или данных сейсмологии устанавливают во внутренней части Черного или в южной части Каспийского морей отсутствие «гранитного» слоя, то это делается, по-видимому, без корреляции материалов глубинного сейсмического зондирования с геологическими данными. Поэтому автор настоящей работы руководствуется в своих интерпретациях данными общей и исторической геологии, которые приводят его к заключению об однородности общей структуры земной коры на всей поверхности планеты. К такому же заключению приводит и цитированное высказывание Ф. С. Трегуба. Тот же вывод напрашивается и из чисто дедуктивного подхода к проблеме типизации земной коры.

Представление о континентальном и океаническом типах земной коры зародилось одновременно с созданием метода глубинного сейсмического зондирования. Однако все методы геофизики, включая метод глубинного зондирования, обладают ограниченной разрешающей возможностью в отношении изучения материи; они в состоянии определить некоторые качественные характеристики материи или ее свойства (плотность, упругость, магнитные и электрические свойства и др.), но эти определения производятся в отрыве от выявления атомно-молекулярной структуры вещества; компонента времени применительно к геологии совершенно недоступна для определения методами геофизики. Не лишне напомнить, что, например, скорость распространения сейсмических волн в базальтах и известняках, т. е. в породах различных по своей атомно-молекулярной структуре, одинакова. Что касается времени, то геология как наука оформилась только тогда, когда исследователи (палеонтологи и стратиграфы) разработали биостратиграфический метод определения относительного времени. Много позднее, уже в середине нашего века, были разработаны некоторые методы определения абсолютного геологического времени.

Биостратиграфический метод определения геологического времени был разработан на основе изучения стратифицированной части земной коры. Выше было показано, что как под Черным, так и под Средиземным морями, так же как и в окружающих их складчатых областях, развиты мощные толщи стратифицированных докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований. Нет поэтому никаких оснований подозревать исчезновение этих мощных, многокилометровых толщ и в центральных, глубоких частях этих морей, а соответственно выделять здесь и особый океанический тип коры.

Проблемы перманентности океанов
и дрейфа континентов

В главе синтезируются материалы первых трех глав этой работы, а также предыдущей книги автора (Пронин, 1973б).

В ней делается попытка на основе некоторых прямых, а в основном косвенных, но достаточно надежных признаков показать, что кора Земли с некоторыми несущественными, непринципиального характера различиями по составу и структуре однородна на всей поверхности планеты.

К числу прямых доказательств однородности коры относятся следующие.

1. Наличие на некоторых островах и отмелях (банках) океанов кислых пород (гранитоидов и парагнейсов) докембрийского радиологического возраста, которые могут рассматриваться как выходы выше уровня океана структурных эквивалентов «гранитного» слоя коры материков.

2. Распространение на некоторых островах и отмелях гранитоидов более молодого возраста, сближающих по структуре эти острова и отмели со структурами складчатых поясов континентов.

3. Данные о наличии на островах и на дне океанов и морей метаморфических и нормальных осадочных палеозойских и мезозойских пород, также доказывающих, что такие острова и участки дна океанов и морей по структуре близки к континентам; впрочем, этот признак может рассматриваться и как косвенный, но свидетельствующий в пользу однородности земной коры на континентах и в океанах.

К числу косвенных и соответственно менее убедительных, но, по нашему мнению, более надежных признаков однородности коры, чем те, которые приводятся сторонниками существования двух главных типов земной коры, относятся следующие.

1. Резкое различие радиологического возраста «базальтового» слоя материков и океанов (археозойского на материках и кайнозойского в океанах), заставляющее предполагать существование под океанами второго древнего «базальтового» слоя, эквивалентного тому же «базальтовому» слою материков.

2. Несответствие отношений материнских и дочерних (радиогенных) изотопов свинца, стронция и других радиоактивных элементов в кайнозойских базальтовых лавах островов и дна океанов геологическому возрасту этих лав. Это обстоятельство авторами исследований интерпретируется двояко: либо они допускают существование — в течение времени до двух миллиардов лет включительно — под вулканами питающих резервуаров с латеральной гетерогенностью химического состава верхней мантии на относительно небольших по площади участках дна океанов, либо объясняют излишек радиогенного изотопа захватом его из древнего (докембрийского) кристаллического фундамента или из пелагических осадков при пересечении их подводными к эруптивному аппарату вулкана каналами.

3. Снос со стороны современных океанов обломочного материала гранитоидного и всякого другого — кварцитового, кремнистого и прочего

синалического состава в осадочные бассейны мезозоя и кайнозоя, расположенные на побережьях современных материков и на океанических островах. Конкретные примеры такого сноса были приведены по всем океанам во второй главе более ранней работы автора (Пронин, 1973б), а дополнительные примеры из первоисточников, опубликованных за три последние года, приводятся ниже.

4. Наличие в ксенолитах базальтовых и другого состава лав на островах кислых вулканических, интрузивных и такого же типа пород в обломках агломератных туфов.

5. Довольно широкое распространение на океанических островах и на дне океанов кислого состава вулканических пород и пирокластов, которые с учетом количеств главных окислов — кремнекислоты и щелочей — нельзя отсепарировать из магмы базальтового или еще более основного состава.

6. Обнаружение глубинным сейсмическим зондированием земной коры под океанами слоев, тождественных по скоростям распространения продольных волн «гранитному» слою коры континентов.

Для того чтобы показать принципиальную невозможность дрейфа континентов в вегенеровском варианте, необходимо начать подробное рассмотрение перечисленных признаков однородности земной коры на всей поверхности планеты по составу и структуре со сравнения радиологического возраста «базальтового» слоя на материках и под океанами.

О РАДИОЛОГИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ «БАЗАЛЬТОВОГО» СЛОЯ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ И ГИПОТЕЗЕ ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ ВЕГЕНЕРА

Разделение коры Земли на континентальный и океанический типы формировалось исторически одновременно с разработкой методов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) и других методов сейсмических исследований, которые наряду с данными гравиметрии и послужили основой для разделения образующих земную кору пород по их физическим свойствам, в частности плотности, упругости или скоростям распространения упругих волн, на континентальный и океанический типы. Из представления об отсутствии под глубоководными частями современных океанов «гранитного» слоя земной коры — с учетом некоторых данных гравиметрии — сформировалась гипотеза дрейфа континентов А. Вегенера, имеющая многих сторонников и в наши дни. Эта гипотеза настолько популярна, что останавливаться на характеристике ее содержания нет надобности; перейдем к изложению фактических данных о геологическом и радиологическом возрасте «гранитного» и «базальтового» слоев континентов и «базальтового» слоя океанов.

Радиологический возраст «базальтового» слоя континентов

В 1966 г. была опубликована монография А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича «Докембрийская геохронология материков», в которой авторы не только обобщили все имевшиеся к 1963 г. первоисточники, содержащие полученные различными радиологическими методами конкретные докембрийские значения возрастов, но и разработали планетарную схему геохронологии докембрия с выделением семи тектоно-магматических циклов, показанных нами в табл. 11, воспроизводящей табл. 12б авторов монографии.

Основное содержание монографии состоит в корреляции конкретных региональных формаций всех щитов, древних платформ и докембрийских складчатых поясов с приведенной в табл. 11 схемой тектоно-магматических

Таблица 11

Тектоно-магматические циклы докембрия

Шкала 1964 г.		Частное деление (преимущественно платформ)	Возраст, млн лет	Тектоно-магматические циклы
Протерозой	средний + верхний	Верхний рифей	650 ± 50	Катагинский
		Средний рифей	1000 ± 100	Гренвильский
		Нижний рифей	1400 ± 100	Медвежьеозерный
	нижний	Преимущественно (фундамент платформ)	1900 ± 100	Беломорский
Архезой		Преимущественно (древние ядра щитов)	2600 ± 100	Родезийский
			3000 ± 100	Кольский
			3500 ± 150	Белозерский

циклов. Для наших целей представляют интерес только самые древние циклы, их четыре: белозерский, кольский, родезийский и беломорский, или гудзонский, датируемые соответственно в абсолютном летосчислении в 3500 ± 150 , 3000 ± 100 и 2600 ± 100 и 1900 млн лет тому назад. На отдельных щитах и древних платформах (в фундаменте) этим четырем циклам будут соответствовать серии, комплексы и формации.

Канадский щит

На Канадском щите, включая Гренландию, А. А. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966, с. 92, 93, табл. 43) выделяют следующие региональные тектоно-магматические циклы и провинции распространения докембрийских образований или тектоно-магматические циклы упомянутой глобальной шкалы: кольский — 3000, родезийский — 2600, гудзонский — 1800 млн лет (серии, соответствующие белозерскому циклу, возраст которых 3500 млн лет, в пределах щита не установлены).

Распространение докембрийских формаций в Северной Америке установлено в следующих регионах (провинциях): 1) Невольничьей, где кольскому циклу соответствует серия Йеллонайф, а гудзонскому — серия Эхо-Бей; кроме того, в пределах этой провинции установлены породы, возраст которых больше 2300 млн лет; 2) Вайоминг, в которой кольскому циклу отвечает «древняя серия», родезийскому — главный метаморфизм гор Бертус и Биг-Хорн, гудзонский цикл не выделен; 3) озера Верхнего, где кольскому циклу соответствует серия Киватин, родезийскому — гранитизация 2500—2600 млн лет, серия Найф-Лейк; между родезийским и гудзонским циклами выделены серия Тимискаминг и железорудные формации оз. Верхнего, гудзонскому циклу соответствует формация без названия возрастом более 1700 млн лет; 4) Черчилл, где родезийскому циклу отвечает серия Тайзин (древнее основание Лабрадора); в провинциях Центральной и Гренвильской серии, соответствующие циклам белозерскому, кольскому, родезийскому и гудзонскому, не установлены. В Гренландии родезийскому циклу отвечает древний комплекс — Годтабиды и др. Метод определения возраста — изотопы свинца.

Балтийский щит

На Балтийском щите четырем древнейшим тектоно-магматическим циклам, исключая самый древний — белозерский, соответствуют как осадочные формации, так и магматические комплексы.

Кольскому циклу здесь из осадочных формаций отвечают нижняя часть формации Имандра—Варзуга и кольские гнейсы (саамиды), а из магматических — гипербазиты Монче-тундры. Между кольским и родезийским циклами выделены из осадочных формаций: парандовская возрастом 2700 млн лет и гимольская, а из магматических комплексов — Хаутоваара, Карташи, Кормасельга и граниты I и II групп Кольского полуострова. Между родезийским — 2600 млн лет и беломорским — 1900 млн лет из осадочных формаций выделены: беломорская — 2700—1900, Кейв, Колмозеро, Полмос—Порос — 2800—1900, ладожская — 1900, онежская (ятулий) — 1800, сегозерская, сулсарская — 1800 млн лет, а из магматических — свекофенские интрузии — 1800—1650 млн лет и беломорские пегматиты — 1900 млн лет.

Украинский щит

В пределах Украинского щита выделены следующие интрузивные комплексы: 1) бугско-подольские — кременчугские плагиоклазовые граниты и звенигородские гранодиориты возрастом 3000 млн лет, чудново-бердичевские граниты — 2200 млн лет и чарнокиты — 2100 млн лет; 2) ингулецко-кировоградский — порфиroidные кировоградские граниты 2000 млн лет, мелкозернистые житомирско-ингулецкие граниты того же возраста; 3) днепровско-токовско-боковянский — красные порфиroidные граниты и мондониты, днепровские, возраст которых 3000, токовские — 2800, верблюжские — 1900, боковянские 1900 и осницкие — 1200 млн лет.

Русская платформа

В фундаменте Русской платформы белозерскому, кольскому, родезийскому и беломорскому тектоно-магматическим циклам, так же как и в пределах Балтийского щита, соответствуют осадочные формации и магматические комплексы.

Белозерскому циклу из осадочных и метаморфических формаций соответствует конкско-белозерская серия (спилитовая формация) возрастом больше 3600 млн лет, родезийскому циклу отвечает базавлукская серия (эффузивно-осадочная), возраст которой более 2700 млн лет; между родезийским и беломорским циклами выделяются криворожская и бугская серии (железистые кварциты, сланцы, гнейсы, мраморы), возраст которых от 2700 до 1900 млн лет.

Среди магматических комплексов кольскому циклу принадлежат плагиограниты р. Саксагани и гранодиориты Приднепровья возрастом 3000—3100 млн лет, родезийскому — мигматиты, аплитовидные граниты р. Саксагани, р. Ингульца, возраст которых 2850 млн лет; криворожской и бугской сериям осадочных и метаморфических пород эквивалентны чудново-бердичевские граниты и мигматиты возрастом 2100—2200 млн лет, а беломорскому циклу — аплитовидные граниты Побужья и кировоград-житомирские граниты, возраст которых 1950—2000 млн лет.

Алданский щит

В пределах Алданского щита образцы для определения радиологического возраста пород отбирались несистематически из-за относительно слабой изученности; были отобраны образцы из отдельных свит

серий пенгурской, тимптонской и желтулинской. Из верхнеалданской свиты первой серии — кварциты, силлиманитовые и кордиерит-гранатовые гнейсы, возраст которых 2700 млн лет; из федоровской свиты той же серии — биотитовые, биотит-амфиболовые и амфибол-пироксеновые гнейсы, кальцифиры, диопсид-флогопитовые метасоматиты и кристаллические сланцы возрастом 4000 млн лет. Из верхнесуинагинской свиты тимптонской серии — чарнокитовые гнейсы, возраст 3000 млн лет. Из хайканской свиты желтулинской серии — биотит-гранатовые гнейсы, мраморы, скаполит-диопсидовые породы, возраст 2000 млн лет; из луриканской свиты той же серии — диопсидовые, биотит-гранатовые и гиперстеновые гнейсы, возраст 2500—3000 млн лет.

Индостанский щит

Для Индии А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич снова проводят корреляцию местных серий и комплексов пород древнего докембрия с упомянутыми выше и выделенными ими глобальными тектоно-магматическими циклами по выделенным в пределах Индостанского полуострова регионам: 1) Дарварский пояс, 2) Восточные Гаты, 3) Сингхбхум, 4) Сатпурский пояс, 5) Мирзапур (Центральная Индия), 6) Раджистан.

В Дарварском поясе к кольскому тектоно-магматическому циклу относится комплекс нижний дарвар — амфиболиты Колара возрастом больше 2900 млн лет; в остальных регионах, за исключением Раджистана, комплексы, соответствующие кольскому циклу, отсутствуют; в Раджистане ему отвечают гнейсы Бандельканд, возраст которых 3000 млн лет.

Серии, отвечающие родезийскому циклу, развиты только в Дарварском поясе, где ему соответствуют мигматиты Бангалора, возраст которых 2700 млн лет.

Беломорскому циклу в Дарварском поясе соответствуют граниты и пегматиты Клошпет возрастом 2000 млн лет. В Восточных Гатах между родезийским и беломорским циклами выделены кондалиты и чарнокиты возрастом 2600 млн лет, а беломорскому циклу здесь соответствуют пегматиты Неллора, возраст которых 2100 млн лет.

В регионе Сингхбхум беломорскому циклу отвечают граниты Сингхбхум того же возраста, что и пегматиты Неллора в предыдущем районе.

В остальных регионах Индостана распространены более молодые докембрийские образования, соответствующие медвежьеозерному и гренильскому циклам.

Западная Австралия

«Радиологические данные, — пишут А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966, с. 245), — по возрасту докембрийских пород Юго-Западной Австралии немногочисленны и ограничиваются районами Коолгарди, Рейвенсторпа и некоторыми свинцовыми рудопроявлениями». Ниже приводятся конкретные данные по Юго-Западной Австралии, заимствованные из работы упомянутых авторов.

Минерал и его местонахождение	Возраст, млн лет
Мусковит, Котлин-Крик у Рейвенсторпа	2800—2780
Микроклин, там же	2710—2135
Мусковит, Лондондерри в районе Коолгарди	3180—2665
Микроклин, там же	2750—2160
Лепидолит, Гросмонт в районе Коолгарди	2640—2740
Микроклин, там же	2740—2700
Лепидолит (включения в микроклин), там же	2800—2730
Мусковит из пегматита, район Мандаранга	{ 2700
Микроклин из пегматита, там же	{ 2690
Микромусковит из гранита, там же	{ 2300
	{ 2730

Соответствие выделяемых в различных регионах Австралии (Западной, Северной, в районе Иса—Клонкарри и Южной Австралии) формаций и комплексов тектоно-магматическим циклам представляется в следующем виде.

Кольскому циклу в Западной Австралии соответствуют серии Калгурли—Варравуна возрастом 3000 млн лет. В других регионах серии, отвечающие этому циклу, не выделены.

Родезийскому циклу в Западной Австралии отвечают пегматиты Коолгарди и Пилбара, возраст которых больше 2700 млн лет. В других регионах этот цикл не проявлен.

Беломорскому циклу в Западной Австралии отвечает серия Москисто, в Северной Австралии — граниты Норрис и др., возраст которых около 1700 млн лет; в районе Иса—Клонкарри возраст 1580 млн лет имеет свинцовое оруденение; в Южной Австралии этому циклу отвечает метаморфизм и оруденение Брокен-Хилл, Радийум-Хилл, Крокерс-Уэлл.

Африка

В монографии А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича в пределах Африки выделены следующие части континента, в которых распространены докембрийские образования четырех древнейших тектоно-магматических циклов: 1) Западная Африка с массивом Ахаггар и Нигерийским щитом, в пределах которых распространены древнейшие докембрийские породы; 2) Центральная Африка; 3) Восточная Африка; 4) Южная Африка; 5) Мадагаскар.

Принадлежность развитых в различных упомянутых регионах континента древнейших докембрийских комплексов, серий и формаций пород к глобальным тектоно-магматическим циклам представляется в следующем виде.

Белозерскому циклу на Нигерийском щите условно соответствуют (так как их возраст не показан) серии Кабюи и Кассила; в Центральной Африке к этому циклу относятся серия Гангу северного Конго, древний фундамент Центральной Африки; в Южной Африке — серии Барбертон, Себаквиан, древнейшие комплексы этой части континента, возраст которых более 3300 млн лет.

К кольскому циклу на Нигерийском щите относится комплекс Сьерра-Леоне, возраст которого 3000 млн лет; в Центральной Африке — свинцовая минерализация с возрастом около 3300 млн лет, которую, однако, по-видимому, правильнее связывать с проявлением магматизма предыдущего белозерского цикла; в Восточной Африке с кольским циклом, вероятно, связано свинцовое оруденение возрастом 2900 млн лет, а в Южной Африке — серия Булаваан.

К следующему — родезийскому — циклу на Нигерийском щите принадлежит метаморфизм серий Симанду и Дабала, возраст которого около 2600 млн лет; в Центральной Африке — древний фундамент Ируми в Замбии возрастом больше 2560 млн лет; в Восточной Африке к нему относится серия Додома; в Южной Африке — системы Шамваия и Витватерсранд, а также постшамваиянские граниты возрастом 2650 млн лет; на Мадагаскаре этому циклу соответствуют системы Вохибори, Графитовая и Андроijen.

Наконец, беломорскому циклу соответствуют следующие серии и комплексы: в массиве Ахаггар метаморфизм возрастом 1820 ± 50 млн лет, а также, возможно, несколько более древняя серия Суггарий; на Нигерийском щите — биримийский комплекс и постбиримийские интрузии возрастом 1900—2000 млн лет; в Центральной Африке — свинцовое оруденение, возраст которого 1750—1950 млн лет, а также несколько более древняя группа Кибали; в Восточной Африке — батолиты и пегматиты Буганда и Кавирондо возрастом 1870 млн лет; в Южной Африке —

комплекс Бушвельда и граниты Лимпопо возрастом 1900—2000 млн лет, а на Мадагаскаре — минерализация пост-Вохибори, возраст которой 2140—2600 (?) млн лет.

Южная Америка

В Южной Америке древнейшие докембрийские образования, сформированные в течение четырех наиболее древних циклов (белозерского, кольского, родезийского и беломорского), распространены в пределах Гвианского и Бразильского щитов.

В пределах Гвианского щита белозерскому циклу соответствуют амфиболиты с цирконовой минерализацией во Французской Гвиане возрастом 3700—4000 млн лет; на Бразильском щите такие древние породы не выделены, так же как и породы, соответствующие следующему — кольскому — циклу.

Кольскому циклу на Гвианском щите отвечают граниты гилейского орогенеза и серия гнейсов Кайена.

В родезийский цикл на Гвианском щите образовались граниты гвианского орогенеза и серии Вулканическая, Баллинг и Парاماка, а на Бразильском щите — гнейсы Бакао; к нему же относится метаморфизм, возраст которого 2400—2500 млн лет.

К беломорскому циклу в пределах Гвианского щита отнесены силлы долеритов возрастом 2000 ± 100 млн лет, серия Рораима, граниты карибского орогенеза, а также серии Бонидоро, Розебел и Орагу; на Бразильском щите породы, образовавшиеся в течение этого цикла, не установлены.

В Антарктиде образования древнейших циклов докембрия не обнаружены.

Охарактеризованные древнейшие археозойские метаморфические породы, по-видимому, являются сейсмическим «гранитным» слоем, под которым в пределах некоторых щитов наиболее древний радиологический возраст имеют метаморфические породы основного состава, такие, например, как «спилитовая формация» конкско-белозерской серии Украинского щита, радиологический возраст которой больше 3600 млн лет, и амфиболиты с цирконовой минерализацией Гвианского щита возрастом 3700—4000 млн лет; их, вероятно, можно считать принадлежащими верхней части сейсмического «базальтового» слоя. Если этот слой, развитый, по данным глубинного сейсмического зондирования, под материками повсеместно, действительно сложен породами основного состава, то эти породы должны иметь радиологический возраст больше 3500—4000 млн лет, а в биостратиграфической возрастной шкале для него — по аналогии с более молодыми возрастными группами (археозойской, протерозойской, палеозойской и т. д.) — можно предложить название «азойский».

Радиологический и геологический возраст базальтов океанов

В противоположность возрасту «базальтового» слоя коры материков базальты на островах и на дне океанов имеют радиологический возраст от позднетриасового до современного. Если, как считают многие зарубежные сторонники дрейфа континентов, базальтовое дно океанов является тем «базальтовым» слоем, по которому дрейфуют сиалические блоки материков, то возникает ряд проблем, связанных с геологической аргументацией дрейфа в вегенеровском варианте; сторонники дрейфа часто сравнивают дрейфующие сиалические глыбы материков с айсбергами, плавающими в водах современных океанов. Однако, учитывая приведенные выше радиологические возрасты древнейших комплексов сиалических (метаморфических и магматических) гранитоидных пород мате-

риков, а также очень молодой — в основном неогеновый и четвертичный возраст «базальтового» слоя дна океанов, пришлось бы, доводя сравнение дрейфующих сиалических глыб материков с айсбергами до логического завершения, допустить, что в современных океанах плавают айсберги, отколовшиеся от ледников окской ледниковой эпохи раннечетвертичного времени, которая в абсолютном летоисчислении датируется временным интервалом между 370 и 600 тыс. лет тому назад.

Вряд ли кто без предубеждения будет утверждать, что айсберги, образовавшись из ледников 370 или 600 тыс. лет назад, могли сохраниться до наших дней, несмотря на позднейшие межледниковья, а сиалические глыбы континентов, консолидировавшись 3000—3500 млн лет тому назад, дрейфуют по океаническому «базальтовому» слою радиологического возраста от 196 млн лет тому назад и до настоящего времени.

Альфред Вегенер безусловно был талантливым исследователем, но в его время еще не были разработаны методы определения радиологического возраста горных пород и минералов. Он несомненно полагал, что базальтовый слой (сима) под континентами и тот же слой под океанами синхронны, поэтому более легкий «сиаль» материков может плавать по поверхности «симы». На с. 25 и 26 своей книги (Вегенер, 1925) он пишет: «Вулканические породы... отличаются большим удельным весом и большим содержанием железа и рассматриваются всеми как образования глубинного происхождения. Зюсс назвал всю эту основную группу пород, главным представителем которых является базальт, *Sima* — по имени букв главных составных частей кремния (*Silicium*) и магния (*Magnesium*) в противоположность другой более богатой кремневой кислотной группе *Sal* (*Silicium*—*Alluminium*), главные представители которой гнейс и гранит составляют основу наших материков. Чтобы избежать смешения с латинским наименованием соли „*Sal*“, я, следуя письменному указанию Пфеффера, предлагаю писать „*Sial*“. Читатель, вероятно, уже сам на основании всего вышесказанного сделает заключение, что коренное залегание пород группы „*Sima*“, которые, правда, известны нам лишь в виде излившихся пород на сиалических глыбах, где они являются чуждыми телами, находится под этими глыбами, и вместе с тем они же слагают дно океанических впадин (разрядка моя, — А. П.). Базальт обладает всеми свойствами, которые, по нашим представлениям, необходимы для пород, слагающих дно океанических впадин».

Несколько ниже на той же с. 26 мы читаем: «Небесполезно привести тут некоторые более точные данные. Толщина материковых глыб была вычислена независимо друг от друга Гайфордом и Гельмертом. Гайфорд, изучая уклонения отвеса на многих сотнях станций Соединенных Штатов, определил в 114 км „глубину плоскости равновесия“, которая совпадает с нижней стороной материковых глыб. И почти такую же величину, именно 120 км, нашел Гельмерт, измеряя маятником напряжение силы тяжести на 51 береговой станции. Замечательное совпадение этих величин, вычисленных разными способами, естественно, говорит за их большую надежность. На основании этого, однако, не следует приписывать всем материковым глыбам приблизительно одинаковую толщину. Это противоречило бы теории изостазии».

Здесь, однако, необходимо подчеркнуть, что на указанных А. Вегенером глубинах (114 и 120 км) нижняя поверхность материковых глыб не может сохранять твердое состояние, если учитывать средний геотермический градиент. Так, например, по данным Б. Бейли (1972, с. 14, рис. 1.5), гранит в равновесии с парами воды плавится при давлении 10 кбар и температуре 600° С уже на глубине около 35 км. Эта глубина в 3 раза меньше, чем те, которые были подсчитаны Гайфордом и Гельмертом, соответственно не будет и четкой границы между сиаем и симой,

подобной той, которая разделяет нижнюю поверхность айсбергов и несущую их воду.

Из приведенного высказывания А. Вегенера совершенно ясно, что он предполагал полную эквивалентность и синхронность базальтов океанического дна и «базальтов» симы, подстилающих сиалические глыбы материков, а соответственно и то, что материки дрейфуют по симатическому основанию, подстилающему их и обнажающемуся на поверхности дна океанов. Современные исследования по геохронологии материкового «базальтового» слоя и базальтов на поверхности океанического дна, как только что было показано, обнаружили их резкую асинхронность. Следовательно, если в гипотезе дрейфа континентов принять во внимание

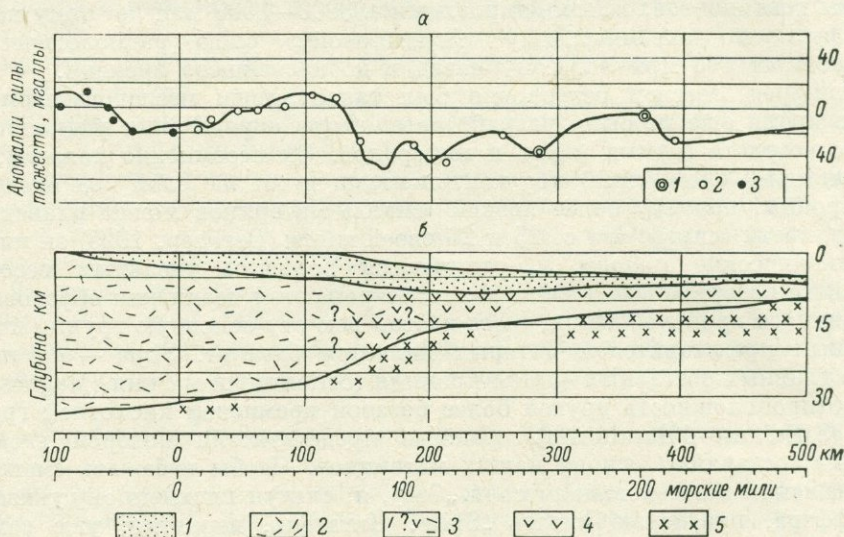


Рис. 18. Разрез земной коры через окраину материка у полуострова Кейп-Мей, Нью-Джерси (Уэрзел, 1969).

а — вычисленные и наблюдаемые аномалии силы тяжести: 1 — в свободном воздухе по Бенинг-Мейнису; 2 — в свободном воздухе, «Таск», 1947 г.; 3 — Буге по Вулларду; б — структурный разрез по сейсмическим и гравиметрическим данным. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 4 : 1.
 1 — осадки; 2 — континентальный тип коры; 3 — переходный тип коры; 4 — океанический тип коры; 5 — мантия.

координату времени, то она будет в такой же степени вероятна, в какой вероятно приведенное выше предположение о том, что на поверхности современных океанов плавают айсберги, отколовшиеся от ледников древнечетвертичной окской (дайнавской) ледниковой эпохи, датированной от 370 до 600 тыс. лет тому назад, после чего имело место несколько эпох межледниковий (пульвернейская, дессильская и др.), когда ледники растаивали, исчезали соответственно и айсберги.

Прежде чем перейти к изложению фактических данных о радиологическом возрасте базальтов океанического дна, целесообразно коснуться еще одной проблемы, возникающей из признания существования континентального и океанического типов земной коры. Суть проблемы состоит в том: где и в какой форме латерально происходит замена мощной двухслойной коры континентов на тонкую базальтовую кору океанов. Обычно во всех изученных нами работах-первоисточниках на профилях переходной от континентов к океанам зоны на стыке двух упомянутых типов коры авторы помещают небольшой рой знаков вопроса (рис. 18; рисунок этот заимствован из статьи Дж. Уэрзела (1969)). Исключение составляет статья П. Чэдвика (1966, рис. 2; см. наст. изд. рис. 19), который синхронизирует базальтовый слой океанов и континентов, следуя в этом отношении А. Вегенеру.

Здесь уместно коснуться и еще одного обстоятельства, относящегося к проблеме коры океанического типа. Суть его будет ясна, если мы обратимся к Г. У. Менарду (1966, с. 68), который пишет, что на дне Тихого океана, вероятно, существует около 10 000 вулканов выше 1 км. Это количество намного больше, чем на материках. Если бы представилась возможность осушить впадину Тихого океана, то перед нами открылся бы типичный вулканический рельеф с огромными по высоте конусами вулканов, с потоками лав различного состава в недалеком геологическом прошлом покрывавших склоны вулканических конусов, но вряд ли образывавших, так же как и на суше, сплошной лавовый покров, который условно назван базальтовым скоростным сейсмическим слоем. По данным глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер», например

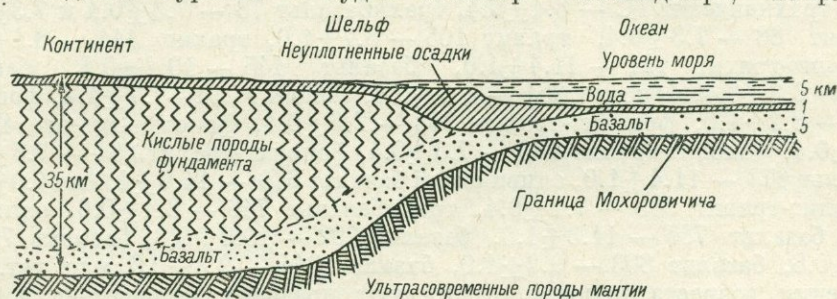


Рис. 19. Обобщенный разрез окраины континента (Чэдвик, 1966).

скв. 106 11-го рейса, пробуренная до глубины 1015 м, не вышла из третичных отложений и никакого «баземента» не встретила, по-видимому, она попала в «окно» между двумя лавовыми потоками. Такие базальтовые лавовые потоки неоген-четвертичного возраста иногда (и, по-видимому, нередко) чередуются в разрезах с толщами осадков, что, например, имеет место в скв. 171 17-го рейса «Гломара Челленджера», где верхний поток или покров базальта вскрыт на глубине 330 м, а нижний — на глубине 470 м. В таких случаях, пока еще немногочисленных, говорить о «базальтовом фундаменте» под тонким слоем неуплотненных осадков (I слой разреза дна океанов) можно только с большой долей условности и воображения. На континентах подобные случаи переслаивания базальтов и осадочных пород представляются явлением заурядным (Декканские трапы п-ова Индостан).

Следовательно, как это вытекает из сказанного, потоки и покровы базальтовых или какого-то иного состава лав не образуют под дном океана сплошной плиты наподобие покровных ледников, а, так же как и на суше, развиты на различных стратиграфических уровнях в форме вытянутых долинных потоков или более изометричных покровов в зависимости от рельефа океанического дна. Соответственно и базальтовый «баземента» зарубежных геологов и геофизиков является в значительной мере умо-зрительной интерпретацией.

Перейдем к результатам определений радиологического возраста базальтов и других вулканических пород островов и дна океанов.

Атлантический океан

Острова

Архипелаг Тристан-да-Кунья. По данным И. Г. Гасса (Gass, 1962), калий-аргоновый возраст базальтов, трахибазальтов, анкармитов, трахитов и трахиандезитов, развитых на о. Тристан, варьирует от 9 ± 2 млн лет тому назад до современности; последнее

извержение, описанное П. Г. Гаррисом (Harris, 1964), происходило на острове в 1961 г.

Остров Святой Елены. Лавы острова, по данным А. Абдель-Монема и П. У. Гаста (Abdel-Monem, Gast, 1967), представлены оливинным базальтом, базальтом, бедным оливинном, трахидолеритовым базальтом и фонолитом. Конкретные значения калий-аргонового возраста перечисленных разновидностей лав следующие: оливинного базальта — 13.0 и 12.1, базальта, бедного оливинном, — 11.8, трахидолеритового базальта — 10.4, фонолита — 10.6, 8.5 и 8.0 млн лет. Геологический возраст лав миоцен—плиоцен.

И. Бейкер с соавторами (Baker et al., 1967) определили калий-аргоновым методом следующие значения возраста каждого образца из тех же лав: трахиандезит ГС — 8.4 ± 0.4 , трахибазальт 78 — 7.3 ± 0.4 и 7.3 ± 0.5 , трахит 88 — 7.3 ± 0.4 , трахит 105 — 8.7 ± 1.0 , трахит 111 — 8.1 ± 1.0 , фонолит-трахит 121 — 11.4 ± 1.0 , базальт 145 — 10.1 ± 0.8 , базальт 179 — 6.8 ± 0.4 , фонолит 281 — 6.8 ± 0.4 , фонолит 291 — 7.7 ± 1.2 , фонолит 313 — 8.2 ± 1.0 , фонолит-трахит 358 — 7.6 ± 0.4 , фонолит-трахит 414 — 8.1 ± 0.4 , фонолит-трахит 443 — 7.5 ± 0.4 , фонолит-трахит 661 — 7.5 ± 0.4 , базальт 678 — 11.4 ± 1.0 , оливинный базальт 679 — 14.6 ± 1.0 и 14.0 ± 1.0 , фонолит-трахит 683 — 7.1 ± 0.4 , трахибазальт 746 — 8.4 ± 0.6 , оливинный базальт 785 — 11.3 ± 1.0 , базальт 792 — 10.9 ± 0.8 , базальт 794 — 9.6 ± 0.8 , базальт 803 — 9.2 ± 1.0 , базальт 844 — 9.3 ± 0.6 млн лет. Все значения возраста пород соответствуют позднему миоцену—плиоцену.

Малые Антильские острова. Х. Крюегер (Krueger, 1964) для двух образцов базальта из скважин, бурившихся по проекту Мохол в районе о. Гвадалупе (в группе Малых Антильских островов), получил значения калий-аргонового возраста 15 ± 1 и 32 ± 10 млн лет; предполагается, что последняя цифра более вероятна, так как подтверждается микрофауной в отложениях позднего олигоцена, покрывающих базальт.

Остров Ян-Майен. На острове распространены четвертичные доледниковые оливинные базальты, анкарамитовые базальты и анкарамиты. Ф. Дж. Фитч с соавторами (Fitch et al., 1965) установили калий-аргоновый возраст для доледниковых базальтов 0.49 ± 0.12 млн лет, для анкарамитовых базальтов — 0.24 ± 0.3 млн лет, а для анкарамитов — 0.19 ± 0.10 млн лет, т. е. четвертичный.

Дно океана

Карр и Калп (Carr, Culp, 1953) для двух образцов базальтов, поднятых со дна Атлантического океана в пределах Срединно-Атлантического хребта, гелиевым методом получили возраст 14.4 и 15.4 млн лет, т. е. позднемиоценовый, а Дж. А. Купер и Дж. Р. Ричардс (Cooper, Richards, 1966) для фонолитов пика Коллинз подводного хребта Вема по калий-аргоновому методу получили возраст 10.0 ± 0.3 млн лет, а по рубидий-стронциевому — меньше 8.9 млн лет.

Д. Сторцер и М. Село (Storzer, Selo, 1974) на основании анализа 6 образцов базальтов из рифтовой долины в гребне Срединно-Атлантического хребта методом деления ядра урана-238 определили радиологический возраст базальтов от 6000 до 83 000 лет.

Позднее Дж. Р. Канн (1973) калий-аргоновым методом определял возраст шести образцов амфиболитов из основания подводного хребта Палмер, при этом были получены следующие конкретные значения: для обр. 5985.10 — 59 ± 8.5 и 60 ± 6.5 млн лет, для обр. 5985.22 — 40 ± 3 и 40 ± 3 млн лет, для обр. 5985.25 — 29 ± 2 млн лет, для обр. 5985.28 — 89 и 89, для обр. 5610.2 — 27 ± 4 и для обр. 5610.3 — 21 ± 5 млн лет.

Приведенные данные показывают, что на дне океанов распространены не только свежие вулканические лавовые потоки и покровы, но и мета-

Т а б л и ц а 12

Радиологический возраст лав о. Маврикий

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	Примечание	
2144	Щелочной андезит	7.00±0.10	Древняя вулканическая серия	
2116	То же	7.22±0.12		
2326	» »	7.16±0.12		
2138	Щелочной анкарарит	7.13±0.07		
2115	Оливиновый базальт	7.29±0.15		
2113	То же	7.45±0.08		
2325	» »	7.29±0.13		
2325	» »	7.18±0.12		
2116	Базальт	7.81±1.10		
2116	»	8.08±1.81		
3118	»	7.38±0.14		
3119	»	7.49±0.13		
2140	Оливиновый базальт	7.86±0.18		
2143	Базальт	7.23±0.15		
3137	»	6.72±0.15		
3137	Плагиоклаз из базальта	10.08±1.56		
2141	Щелочной андезит	6.32±0.11		
2141	То же	6.16±0.11		
3136	» »	6.71±0.11		
2139	Океанит	7.53±0.14		
2188	Оливиновый базальт	6.63±0.06		
2327	То же	6.71±0.12		
2327	» »	6.90±0.12		
2119	» »	6.98±0.07		
2119	» »	7.04±0.14		
2120	Базальт	7.02±0.02		
2128	Анортоклаз из трахита	6.28±0.07		
3125	То же	17.75±0.31	Восточный Маврикий	
3133	» »	5.28±0.05		
2134	Анортоклаз из трахита	5.04±0.05		
2142	Щелочной андезит	4.73±0.06		
2334	То же	5.26±0.09		
2332	Трахиандезит	5.44±0.14		
2333	Базальт	7.54±0.13		
2333	»	7.54±0.13		
2331	Щелочной андезит	6.47±0.20		
2331	То же	6.42±0.13		
2335	Оливиновый базальт	7.07±0.12		
2336	То же	7.16±0.13		
2124	» »	2.52±0.03		Оливиновые базальты из молодой серии лав юго-западного Маврикия
2124	» »	2.73±0.05		
2124	» »	2.70±0.05		
3122	» »	2.69±0.05		
2121	» »	2.74±0.03		
2122	» »	2.73±0.03		
2328	» »	1.94±0.04		
2328	» »	1.98±0.04		
3134	» »	2.09±0.04		
2329	» »	2.13±0.04		
2329	» »	2.04±0.04		
2127	» »	3.00±0.03		
3135	» »	3.03±0.05		
3135	» »	2.95±0.05		
3123	» »	3.02±0.05		
2125	» »	3.41±0.03		
2126	» »	3.52±0.05		
3124	» »	3.31±0.06		
3124	» »	3.36±0.06		
2129	» »	2.95±0.03		
2132	Долеритовый базальт	0.176±0.015	Лава поздней стадии молодой серии	
2132	То же	0.171±0.012		
3120	» »	0.26±0.02		
2127	» »	0.34±0.01		

Таблица 12 (продолжение)

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	Примечание
2135	Долеритовый базальт	0.47 ± 0.08	
2131	То же	0.46 ± 0.07	
2131	» »	0.35 ± 0.05	
2137	Оливиновый базальт	0.32 ± 0.02	
2137	То же	0.33 ± 0.01	
2123	» »	0.61 ± 0.01	
2123	» »	0.62 ± 0.01	
3121	» »	0.59 ± 0.02	
2136	» »	0.69 ± 0.03	
2136	» »	0.70 ± 0.02	

морфические породы, в данном случае амфиболиты, которые имеют геологический возраст, т. е. возраст метаморфизма, от позднемиоценового до миоценового.

Индийский океан

Что касается островов Индийского океана, то имеются данные о радиологическом возрасте лав о. Родригес, где И. Мак-Дугалл и У. Компстон (McDougall, Compston, 1965) определили возраст щелочных базальтов калий-аргоновым методом в 1.3—1.5 млн лет, т. е. как плейстоценовый. На о. Реюньон, по данным И. Мак-Дугалла (McDougall, 1974), значения калий-аргоновых возрастов лав находятся в хорошем соответствии со стратиграфической последовательностью потоков. На вулкане Неж, трижды извергавшего лавы оливиновых базальтов, калий-аргоновый возраст последних определен в 2.0, 1.0, 0.55 и 0.43 млн лет.

Остров Маврикий. И. Мак-Дугалл и Ф. Х. Чамалаун (McDougall, Chamalaun, 1969) провели с помощью калий-аргонового метода 72 определения радиологического возраста лав различного состава из массива Порт-Луи; результаты представлены в табл. 12.

Определений возраста образцов пород со дна Индийского океана в литературе не обнаружено.

Тихий океан

Острова

Гавайские острова. И. Мак-Дугалл (McDougall, 1964) провел исследования калий-аргоновым методом 36 образцов лав вулканов всех островов и получил значения возраста, приведенные в табл. 13.

Острова Западные Самоа. На этих островах, по данным Д. Кэра (Kear, 1967), лавы пикритовых базальтов, трахиандезитов, роговообманковых андезитов, анортоклазовых трахитов, стекловатых туфов и трахитов имеют геологический возраст от позднеплиоценового до среднеплейстоценового. Данные о радиологическом возрасте пород в литературе не встречены.

Острова Восточные Самоа. Дж. А. Мак-Дональд (McDonald, 1968) определяет возраст развитых на этих островах щелочных оливиновых базальтов, пикритовых базальтов, мудириритов и кварцевых трахитов как плиоценовый и раннеплейстоценовый. Данные о радиологическом возрасте лав в литературе также не встречены.

Таблица 13

Радиологический возраст лав Гавайских островов

Номер образца	Высота над уровнем океана, м	Возраст по калий-аргону, млн лет	Стратиграфическая позиция
Лавы о. Кауаи			
GA-642 (1)	—	1.41	Вулканические серии Колоа
(2)	—	1.43	
GA-566 (1)	1400	3.80	
(2)		3.88	
(3)		3.84	
GA-565 (1)	550	3.50	Формация Макавели
(2)		3.48	
(3)		3.53	
GA-650 (1)	450	3.93	
(2)		3.86	
GA-563 (1)	400	4.04	Вулканические серии каньона Виамеа
(2)		4.05	
GA-561 (1)	2600	4.55	
(2)		4.47	
GA-649 (1)	2400	4.72	Формация Напали
(2)		4.48	
(3)		4.44	
GA-564 (1)	250	5.62	
(2)		5.52	
(3)		5.72	
Лавы о. Оаху			
GA-643		2.22	Вулканические серии Коолау Восточного Оаху
GA-644		2.31	
GA-645 (1)		2.23	
(2)		2.14	
(3)		2.15	
GA-646		2.52	
GA-647		2.56	Верхняя свита вулканических серий Вианае Западного Оаху
GA-553 (1)		2.77	
(2)		2.75	
GA-556 (1)		2.75	
(2)		2.73	
GA-809 (1)		2.86	
(2)		2.80	
(3)		2.82	
GA-554 (1)		3.13	Средняя свита вулканических серий Вианае Западного Оаху
(2)		2.93	
(3)		3.08	
(4)		2.96	
GA-560 (1)		3.27	
(2)		3.65	
GA-557 (1)		2.92	
(2)		2.98	Нижняя свита вулканических серий Вианае Западного Оаху
(3)		2.94	
GA-810 (1)		3.24	
(2)		3.31	Трахит Мауна-Кавал
GA-397 (1)		8.26	
(2)		8.46	
Лавы о. Молокаи			
GA-573		1.31	Верхняя свита вулканических серий Восточного Молокаи
GA-567		1.35	
GA-571 (1)		1.44	
(2)		1.46	

Таблица 13 (продолжение)

Номер образца	Высота над уровнем океана, м	Возраст по калий-аргону, млн лет	Стратиграфическая позиция
GA-570		1.48	Нижняя свита вулканических серий Восточного Молокаи
GA-562 (1)		1.47	
(2)		1.49	
GA-572 (1)		1.84	Вулканические серии Западного Молокаи
(2)		1.84	

Острова Кука. Для фанолитовых лав о. Паротонга этой группы островов Б. Л. Вуд (Wood, 1967) приводит значения, полученные с помощью калий-аргонового метода, в 2.30 ± 0.24 и 2.80 ± 0.13 млн лет.

Острова Галапос. Х. Вильямс (Williams, 1966) установил для дислоцированных базальтовых лав архипелага возраст по калий-аргону в 1.47 млн лет, а А. Кокс и Г. Б. Дальримпл (Cox, Dalrymple, 1966) для 10 образцов базальтов приводят следующие значения возраста, полученные тем же методом: 0.30 ± 0.10 , 1.37 ± 0.16 , 0.090 ± 0.0035 , < 1.32 , 0.22 ± 0.16 , 0.28 ± 0.30 , 1.47 ± 0.40 , 0.74 ± 0.22 , < 4.2 и 0.72 ± 0.40 млн лет.

Острова Мас-а-Тьерра и Мас-Афуэра. Г. Феррара с соавторами (Ferrara et al., 1969) приводят для базальтов с о. Мас-а-Тьерра возраст по калий-аргону от 2.0 до 3.9 млн лет, для диабаза — 3.4, для гидротермально измененного базальта — больше 6 ± 3 млн лет.

Что касается базальтов и трахитов о. Мас-Афуэра, то их возраст изменяется от 0.87 до 1.3 млн лет; для двух образцов диабаза из вулканического канала вулкана этого острова был получен возраст 13.0 и 19.6 млн лет.

Дно океана

В противоположность Атлантическому и Индийскому для Тихого океана данные о возрасте вулканических пород, поднятых со дна океана, получены в значительном количестве.

М. Озима с соавторами (Ozima et al., 1968) произвели определение калий-аргоновым методом возраста 10 образцов базальтовых пород, поднятых драгированием с различных глубин и в разных пунктах западной части Тихого океана; результаты этих работ представлены в табл. 14.

Таблица 14

Радиологический возраст лав со дна Тихого океана

Номер образца	Координаты		Порода	Глубина до дна, м	Возраст, млн лет
WPDR-1	38°00'	с. ш., 145°58'	Толейтовый базальт	3000	72
WPDR-2	37 03	163 45	То же	3000	72
WPDR-3	40 24	170 30	Щелочной оливинный базальт	1700	25
WPDR-5	28 22	148 14	Толейтовый базальт	2000	64
WPDR-7	27 03	148 39	То же	1000	74
WPDR-8	27 57	147 37	» »	2000	79
WPDR-9	20 43	112 47	» »	1712	87
WPDR-4	20 32	114 58	» »	?	96
WPDR-9а	21 07	119 22	Базальт		18
EM-7	28 59	117 30	Базальт из скв. Мохол		3.8

По данным Г. Феррара с соавторами (Ferrara et al., 1969), из пункта с координатами 32°13' ю. ш. и 85°31' з. д. вблизи гребня Галапагосского поднятия с глубины 3587 м были подняты драгой два образца мелкозернистого диабазового базальта, имеющие возраст 7.3 и 6.0 млн лет.

Дополнительные сведения о возрасте образцов базальтов, поднятых со дна Тихого океана, по калий-аргону сообщают М. Озима с соавторами (Ozima et al., 1970). Результаты их определений приведены в табл. 15.

Т а б л и ц а 15

Радиологический возраст лав со дна Тихого океана

Место взятия и номер образца	Координаты		Порода	Глубина взятия пробы, м	Радиологический возраст лав, млн лет	Геологический возраст лав
Северная часть Тихого океана						
Подводная гора Рио-фу						
WPDR-1	38°00'	с. ш., 145°58' в. д.	Базальт	3000	72	Cr ₂
WPDR-5	28 22	148 14	»	2000	63	Cr ₂ —Pg ₁
Восточный склон Боуинского жёлоба						
WPDR-7	27 00	148 39	»	1000	87	Cr ₂
WPDR-8	27 57	147 37	»	2000	18.2	N ₁
Поднятие Шатского						
WPDR-2	37 03	163 45	Оливиновый базальт	3800	25.3	Pg ₃
№ 10	37 07	162 39	Базальт (?)	2900	56.7	Pg ₂
№ 13	37 07	162 39	»	4400	45.7	Pg ₂
№ 22	37 07	162 39	Оливиновый базальт	4000	80.1	Cr ₂
Подводная гора Эримо						
G 205-1-202	40 54	144 50	То же	4000	80.1	Cr ₂
G 205-1-11	40 54	144 50	» »	4000	74.3	Cr ₂
G 205-2-19	40 54	144 50	» »	4000	75.1	Cr ₂
Подводная гора Суико						
G-8, № 6	44 33	170 17	Базальт метаморфизованный	1195—1232	41.8	Pg ₃
№ 16	44 33	170 17	Гиперстен-авгитовый андезит	1195—1232	21.2	N ₂
Восточная часть Тихого океана						
Востоко-Тихоокеанское поднятие						
EPDR-2	20°45'	117°47'	Базальт	1712	3.28	N ₂
EPDR-2a-2	20 45	117 47	»	1712	4.22	N ₂
EPDR-2a-3	20 45	117 47	»	1712	2.8	N ₂
Центральная часть Тихого океана						
3Т-34003	9°00'	179°00'	Оливиновый базальт	5940	50.1	Pg ₂
5Т-40003	17 00	176 00	Андезит	4400	3.04	N ₂
Южная часть Тихого океана						
Подводная гора Осборн						
OS-3-1	26°00'	175°00'	Оливиновый базальт	1980	29.3	Pg ₃
OS-4-1	26 00	175 00	То же	2340	35.7	Pg ₃
OS-3-2		Не указаны	Не указана	1980	33.9	Pg ₃
		То же	То же	2340	32.0	Pg ₃

Таким образом, максимальное значение возраста базальтов со дна Тихого океана по калий-аргону, по данным М. Озима, М. Озима и И. Канеока (Ozima et al., 1968), 96 млн лет имеет образец WPDR-4 со станции с координатами 20°32' с. ш. и 114°58' в. д., а минимальный 2.8 млн лет, по материалам М. Озима, И. Канеока и С. Арамаки (Ozima et al., 1970), — образец базальта EPDR 2a-3 со станции с координатами 20°45' с. ш. и 117' з. д. Геологический возраст первого образца — сеноманский век позднего мела, а второго — плиоценовая эпоха неогена.

Из 376 определений калий-аргонового радиологического возраста базальтовых и более кислых вулканических пород островов и дна океанов, выбранных из литературных первоисточников, на долю позднеэоценовых приходится 1 значение (0.27%), на долю раннеюрских — 2 (0.54%), позднеюрских — 1 значение (0.27%), позднемиоценовых — 22 (5.8%). Всего мезозойских значений возраста, таким образом, оказалось 26 значений (6.84%). На долю палеогеновых пришлось 28 цифр (7.43%), миоценовых — 23 (6.24%).

Максимальное количество значений возраста падает на плиоценовые — 162 значения (42.74%) и четвертичные лавы — 137 значений (35%), а в совокупности на плиоценовые и четвертичные вулканические породы в океанах приходится 299 образцов (значений), т. е. 77.9%.

Возникает естественный вопрос: следует ли объяснять такое преобладание плиоценовых и четвертичных лав в пробах случайностями при отборе проб или такая концентрация подчинена какой-то закономерности? В предыдущей работе автора (Пронин, 1973б) отмечалось, что все современные океаны в их современной конфигурации образовались не раньше миоцена, а излияние различных по составу лав и накопление сопутствующих им пирокластов могло начаться в обширных впадинах будущих океанов типа Западно-Сибирской низменности значительно раньше — с позднего триаса или ранней юры. Рассматриваемые и преобладающие количественно на островах и на дне океанов плейстоценовые и плиоценовые лавы и пирокласты нельзя отождествлять с «базальтовым» слоем океанической земной коры или «базементам» зарубежных авторов. Как уже отмечалось во введении и в первой главе работы, во многих районах скважины глубоководного бурения вскрывают под дном океанов на некоторой глубине переслаивание потоков и покровов лав с мощными толщами рыхлых осадков и консолидированных пород. Это внушает подозрение, что потоки и покровы лав на дне современных океанов могли, так же как и на континентах, изливаться на субстрат любого состава, структуры и возраста, а не покрывать без всякого перерыва выделяемый на континентах геофизический «скоростной базальтовый слой», который постулируется сторонниками признания раздвигания или растекания дна океанов (спрединга). Фактические данные по этому аспекту новой глобальной тектоники представляются в следующем виде.

Д. Е. Фишер (Fischer, 1969) приводит следующие значения возраста базальтов со дна Тихого океана, полученные калий-аргоновым методом и методом следов расщепления атомного ядра: 1) образец базальта № 20 с подводной горы, расположенной в 500 км от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, по калий-аргоновому методу имеет возраст 3.5—4.5 млн лет, а по методу следов деления ядра — 4.6 ± 3 млн лет; 2) образец базальта № 25 с подводной горы, расположенной в 1500 км от гребня того же поднятия, по первому методу имеет возраст 3.2 и 2.9 млн лет, а по второму — меньше 1 и 20 млн лет; 3) образец базальта № 27 с гребня Тихоокеанского поднятия по калий-аргоновому методу имеет возраст меньше 1.5 млн лет, а по методу деления атомного ядра — меньше 1.0 млн лет; 4) возраст образца базальта № 27 с гребня поднятия по калий-аргону меньше 1.5 млн лет, а по методу деления атомного ядра — меньше

21 млн лет; 5) возраст образца № 29 с гребня поднятия по калий-аргону меньше 1.3 млн лет, а по методу деления атомного ядра — 0.6 ± 0.4 млн лет; 6) образец базальта № 32 с вершины поднятия по калий-аргону имеет возраст 0.1 и 39 ± 2 млн лет, а по следам деления ядер — 0.6 ± 0.4 млн лет; 7) образец базальта № 39 с гребня поднятия по калий-аргоновому методу показал 0.8 ± 0.6 и 1.3 ± 0.7 млн лет, а по методу деления атомного ядра — 0.6 ± 0.4 млн лет; 8) образец базальта № 40 с гребня Тихоокеанского поднятия по первому методу имеет возраст 210 и 250 млн лет, а по второму — меньше 3—4 млн лет; 9) образец базальта № 42 по первому методу дал 0.7 ± 0.1 и 0.9 млн лет, а по второму меньше 2.0 млн лет; 10) образец базальта № 44 с гребня поднятия показал по калий-аргоновому методу 380 и 690 млн лет, а по второму методу 100—130 млн лет; 11) образец базальта, поднятый со дна океана в 1000 км от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, имеет возраст по калий-аргону 530—580 млн лет, а по методу следов расщепления ядер — 145—160 млн лет; наконец, образец базальта № 3 с гребня хребта поднятия по первому методу показал возраст 19 млн лет, а по второму — около 35 млн лет.

Обобщенные результаты исследований Д. Е. Фишера изложены в сокращенном виде в коллективной статье (Fischer et al., 1968), к которой приложена таблица, воспроизведенная нами (табл. 16).

Таблица 16

Латеральное распределение лав (базальтов) в Тихом океане по радиологическому возрасту

Номер пробы	Координаты		Расстояние от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, км	Возраст по калий-аргону, млн лет
27	12°46' ю. ш.,	110°52' з. д.	0	0±15
29	12 17	110 44	0	0±1.7
32	10 01	110 06	0	0±1.2
				0±1.0
				0±0.1
39	9 02	109 19	0	0.84±0.6
				1.3 ±0.7
42	7 08	107 30	0	0.72±0.1
20	11 24	94 33	500	4.55±1.0
				3.45±1.0
23	14 08	100 19	1200	1.3 ±1.3
				2.1 ±2.1
				3.6 ±2.2
25	13 26	106 26	1600	3.16±0.6
				3.16±1.4

Э. Бонатти и Д. Е. Фишер (Bonatti, Fischer, 1971) пишут в своей статье (р. 307): «Несколько образцов, рассматриваемых в этой статье, подняты с поверхности базальтового основания, обнажающегося почти непрерывно вдоль топографической оси Восточно-Тихоокеанского поднятия между 6° и 14° ю. ш. Два образца также с оси поднятия собраны вблизи экватора, остальные взяты около параллели 18° ю. ш. Все образцы базальтов с осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия показали по калий-аргоновому методу и методу следов расщепления ядер возраст моложе одного миллиона лет. Пять других образцов были собраны с подводных гор, расположенных на расстояниях от 450 до 1500 км от оси поднятия; возраст четырех образцов оказался моложе 5 млн лет; пятый по методу деления ядер показал возраст также меньше 5 млн лет. Предполагая скорость раздвигания океанического дна, согласно данным Ф. Дж. Вайна (Vine, 1966), равной 4 см в год, возраст наших образцов базальта, отобранных вне поднятия, должен был бы изменяться приблизи-

тельно от 11 до более чем 35 млн лет, если они первоначально располагались на оси поднятия. Измеренные молодые возрасты исключают эту возможность. Более того, эти данные показывают, что базальты изливались на этом же месте или поблизости от того места, где они обнаружены в настоящее время; это свидетельствует, что они показательны для вулканизма, имевшего место вне пределов поднятия». И снова у авторов не хватило смелости сказать, что приведенные ими данные опровергают гипотезу спрединга в принципе.

Отсутствие корреляции радиологического возраста вулканических пород на дне Тихого океана с расстоянием от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, как это предусматривается гипотезой «спрединга» океанического дна, не только свидетельствует против существования «спрединга», но и заставляет предполагать, что потоки и покровы вулканических лав под дном океанов — в соответствии с только что приведенными статистическими данными о распределении вулканических пород по возрастам — располагаются, так же как и на суше, на различных стратиграфических уровнях в интервале разреза от среднеюрских до четвертичных осадочных образований и переслаиваются с ними.

Заканчивая на этом изложение фактических данных о возрасте океанических базальтов и других пород океанического дна и географическом распределении конкретных значений радиологического возраста по отношению к рифтовым долинам на гребнях срединноокеанических хребтов и поднятий, целесообразно остановиться еще на одном вопросе, имеющем отношение как к гипотезе дрейфа континентов, так и к проблеме состава и структуры океанического типа коры Земли. Суть его состоит в том, считать ли описанные выше мезозойские и кайнозойские базальты и другого (более кислого) состава породы (андезиты, трахиты, фонолиты и др.) эквивалентом того «базальтового» слоя, по которому дрейфуют континенты, или эти излившиеся породы являются только дифференциатами вещества некоего другого слоя, залегающего на различной глубине от поверхности океанического дна, по которому уже и происходит скольжение или плавание сиалических глыб континентов, подобно айсбергам на поверхности океанских вод.

Как видно из приведенного высказывания А. Вегенера (1925), он полагал, что так происходило и происходит в действительности, т. е. что континенты дрейфуют по базальту, обнаженному на дне океана.

Однако приведенные выше конкретные значения радиологических возрастов базальтов и других упомянутых пород, развитых на океанических островах и на дне океанов, показали, что упомянутая интерпретация А. Вегенера, безупречная в 20-х годах, в свете современных фактических данных оказывается несостоятельной.

Как было показано выше, геологический возраст вулканических пород островов и дна океанов варьирует от поздне триасового до современного, при этом по составу они изменяются от разнообразных базальтов до ультракислых и ультращелочных риолитов. Такого же возраста и состава вулканические породы в огромных объемах, как это частично было показано в первой главе этой книги, распространены и на материках, поэтому их нельзя, как это часто делается в зарубежной литературе, отождествлять с «базальтовым» слоем океанического дна. Наибольшее сходство, если не полную аналогию по составу и возрасту вулканические породы дна океанов имеют с деканскими траппами п-ова Индостан, которые, по свидетельству М. С. Кришнана (1954, с. 302), первоначально (до эрозии) были распространены на площади около 1 250 000 км². Согласно его же данным, траппы стратиграфически делятся на три группы — верхнюю, среднюю и нижнюю, разделенные осадками и пепловыми прослоями.

Верхние траппы мощностью 450 м, развитые в Бомбее и Катиаваре, разделены многочисленными межтрапповыми осадочными слоями и горизонтами вулканического пепла.

Средние трапсы мощностью 1200 м распространены в Центральной Индии и Мальве, характеризуются многочисленными прослоями пепла в верхней части и практически лишены межтрапсовых осадочных пород.

Нижние трапсы мощностью 150 м развиты в центральных провинциях и в восточных районах полуострова; в них встречаются межтрапсовые осадочные слои и редко — прослой пепла.

Данные о радиологическом возрасте деканских трапсов, полученные калий-аргоновым методом, приводятся в статье П. Уэллмана и М. У. МакЭлинни (Wellman, McElinny, 1970, с. 595). Ниже указываются конкретные значения возраста.

Риолиты с горы Павагар ($28^{\circ}28'$ с. ш., $73^{\circ}31'$ в. д.) имеют возраст 61.1 ± 1.2 и 59.5 ± 1.1 млн лет, а базальты — 60.3 ± 1.4 и 63.2 ± 1.2 млн лет. Диорит из пункта с координатами $21^{\circ}26'$ с. ш., $70^{\circ}28'$ в. д. характеризуется возрастом 64.1 ± 1.4 млн лет, а базальт из пункта с координатами $17^{\circ}40'$ с. ш., $77^{\circ}36'$ в. д. — 59.0 ± 1.1 млн лет.

Более ранние определения возраста пород, произведенные Рамой в 1968 г. к XXIII сессии Международного геологического конгресса, дали следующие цифры. С той же горы Павагар образец риолита имеет возраст 43 ± 2 , а базальта — 65 ± 5 млн лет; образец трахита из пункта Малад ($19^{\circ}13'$ с. ш., $73^{\circ}58'$ в. д.) характеризуется возрастом 60 ± 3 млн лет, а образец из дайки неуказанного состава из местности Лонавала ($18^{\circ}45'$ с. ш., $73^{\circ}27'$ в. д.) — 42 ± 6 млн лет; базальт из пункта Андгери ($18^{\circ}56'$ с. ш., $72^{\circ}51'$ в. д.) имеет возраст 45 ± 3 млн лет.

Большим сходством с вулканистами дна океанов обладают вулканические породы, развитые на Тихоокеанском побережье США, в бассейнах р. Колумбия, в штатах Вашингтон и Орегон, и р. Сайлиц, в штате Орегон, описанные А. К. Уотерсом (Waters, 1962) и П. Д. Снавели с соавторами (Snavely et al., 1968). А. К. Уотерс выделяет на плато р. Колумбия наиболее древние (миоценовые) толеитовые базальты Пикче-Горг, объем которых больше 1000 миль³. Следующими по возрасту (граница миоцена и плиоцена) являются толеитовые базальты Якима, которые занимают объем 35 000 миль³. Еще выше располагаются высокоглиноземистые базальты плато Орегон и Каскадных гор, относящиеся по возрасту к плиоцену и раннечетвертичному времени (рис. 20), объем их около 30 000 миль³. Общий объем излившихся в неогеновое и четвертичное время в бассейне р. Колумбия лав достигает 330 000 км³; площадь, покрытая потоками и покровами лав, — около 480 000 км², а мощность туфоловового комплекса — около 700 м.

П. Д. Снавели с соавторами разделяют толщу излившихся пород бассейна р. Сайлиц Берегового хребта штата Орегон на два комплекса: нижний (эоцен-олигоценовый), представленный толеитовыми базальтами, и верхний (олигоцен-среднемиоценовый), состоящий из щелочных и пикритовых базальтов, переслаивающихся с толеитовыми базальтами и их туфами. В заключении своей статьи (Snavely et al., 1968, p. 454) они пишут: «Базальты самой нижней части нижнего комплекса оказались типичными недифференцированными базальтами, обнаруженными в прилегающих частях бассейна Тихого океана, тогда как породы верхней части нижнего и верхнего комплекса во всех отношениях близко сходны с толеитовыми и щелочными вулканическими породами Гавайских островов».

Г. У. Менард и Т. Е. Чейз (Menard, Chase, 1965) показывают (рис. 21), что участки распространения платобазальтов располагаются в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, которое в районе побережий Мексики и Калифорнии переходит на континент Северной Америки.

Изложенные данные повышают степень вероятности предположений, что под базальтами, покрывающими дно океанов, могут быть развиты, так же как и в бассейнах рр. Колумбия и Сайлиц, мощные толщи осадоч-

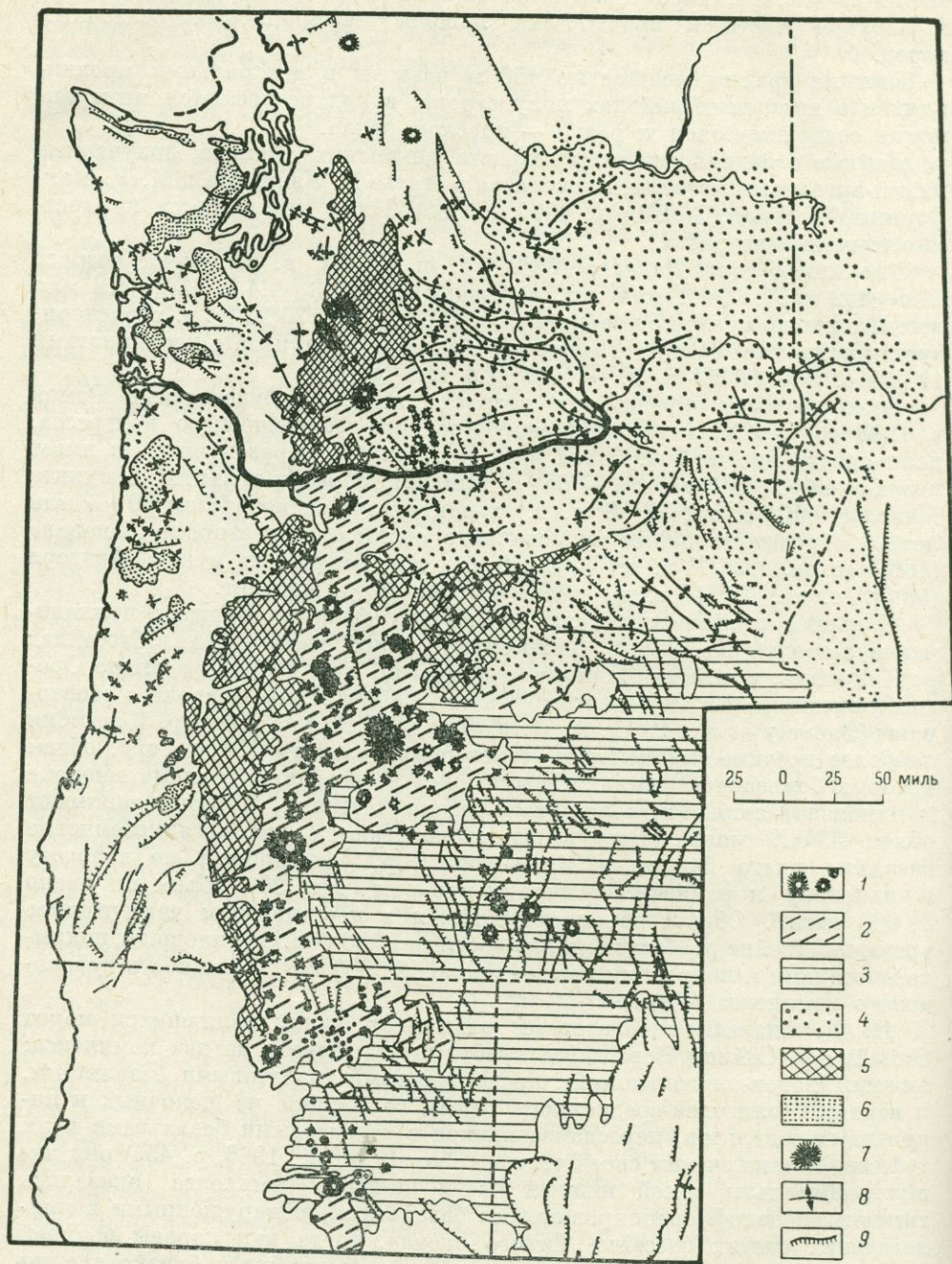


Рис. 20. Распространение платобазальтов бассейна р. Колумбия в штатах Вашингтон и Орегон (Waters, 1962).

1 — четвертичные андезитовые и базальтовые вулканы; 2 — оливиновые базальты Высоких Каскадид; 3 — миоцен-современные оливиновые базальты плато Орегон (в переслаивании с осадочными породами и туфами); 4 — базальты плато Колумбия (широко распространенные толеитовые лавы); 5 — эоцен-олигоценый андезит-дацит-базальтовый комплекс Западных Каскадид; 6 — эоценовые базальты (преимущественно толеитовые подушечные лавы); 7 — вулканы; 8 — антиклинали; 9 — нормальные сбросы.

ных пород, которые не фиксируются глубинным сейсмическим зондированием возможно в связи с полным внутренним отражением лучей преломленных сейсмических волн.

Приведенные значения возраста деканских траптов и платобазальтов бассейнов рр. Колумбия и Сайлиц показывают, что они изливались

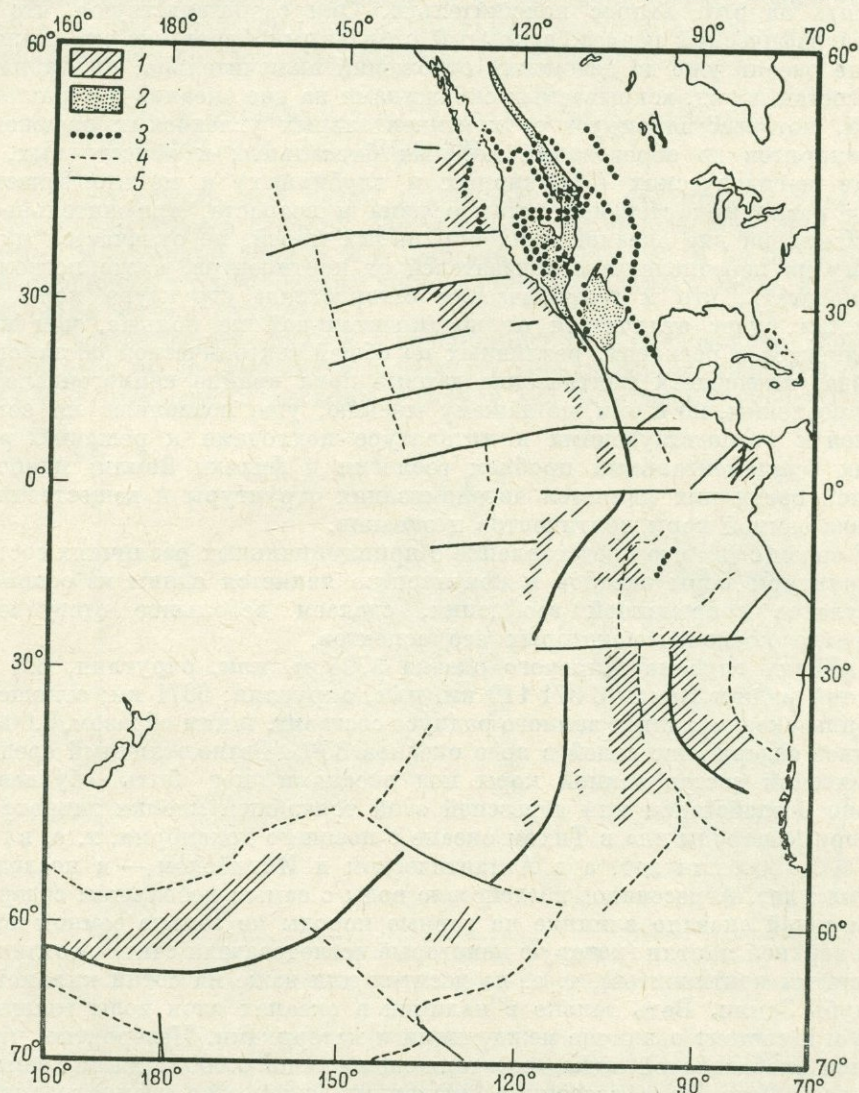


Рис. 21. Переход Восточно-Тихоокеанского поднятия на континент Северной Америки (Menard, Chase, 1965).

1 — хребты и трюги; 2 — система хребтов и долин, прогибов и блоков; 3 — поднятие, км; 4 — границы Восточно-Тихоокеанского поднятия; 5 — зоны разломов.

с конца позднего мела (маастрихта) до плейстоцена, т. е. в общих чертах в тот же период, что и базальты на дне Тихого океана.

Излияние на такой огромной площади (1250 тыс. км²) на поверхность типовой сиалической континентальной глыбы, какой является п-ов Индостан, деканских траптов, в общих чертах синхронных океаническим базальтам, которые А. Вегенер считал ложем сиалических глыб материков, по которому последние дрейфуют, в еще большей степени вызывает сомнение в правдоподобности гипотезы дрейфа материков.

Если океанические базальты молодые и по составу и структуре не отличаются от таких же по возрасту и составу излившихся пород конти-

нентов, то уместно задать вопрос — присутствует ли под океанами сейсмический «базальтовый» слой, эквивалентный по структурному положению и синхронный по возрасту сейсмическому «базальтовому» слою коры континентов? Подобранные нами в мировой литературе фактические геологические и геофизические данные, с нашей точки зрения, позволяют ответить на этот вопрос положительно. Они свидетельствуют, что ни стратиграфический разрез, вскрытый отдельными буровыми скважинами на дне океана уже до девонских отложений включительно, ни фациальный состав пород, вскрываемых скважинами на дне океанов и окраинных морей, который варьирует от континентальных угленосных отложений и эвапоритов до образований морских батиальных и абиссальных, ни состав магматических (эффузивных и глубинных) и метаморфических пород различных степеней метаморфизма и возраста, включительно до архейских на дне океанов и их окраинных морей, не отличается ни по одному из перечисленных показателей от континентов, а это позволяет предполагать, что и геофизическая «скоростная» структура коры под океанами будет отличаться от континентальной не больше, чем кора континентов в регионах, различных по общей тектонической обстановке. Правда, имеющиеся фактические данные пока крайне немногочисленны и разрозненны, но и они, по нашему мнению, уже позволяют не соглашаться с господствующими в литературе подходами к решению ряда самых фундаментальных проблем геологии и физики Земли; наиболее важной среди них является автономизация структуры и вещественного состава земной коры континентов и океанов.

В связи с тем что представление о принципиальных различиях состава и структуры коры океанов и континентов является одним из основных постулатов современной геофизики, сделаем небольшое отступление и кратко коснемся некоторых его аспектов.

Средняя глубина Мирового океана 3795 м, или, округляя, 3.8 км; средний радиус Земли 6 371 110 км, или, округляя, 6371 км; отношение глубины океана к длине земного радиуса составит, таким образом, 0.00052. Среднее содержание солей в воде океанов 35‰. Резко отличный средний химический состав земной коры под океанами мог быть обусловлен только воздействием или агрессией этой тончайшей пленки гидросферы на горные породы дна в Тихом океане с позднего докембрия, т. е. в течение 600—800 млн лет, а в Атлантическом и Индийском — в последние 200 млн лет. Агрессивное воздействие воды с самым небольшим содержанием солей оказало влияние на горные породы не только земной коры, но и верхней мантии (которую некоторые исследователи считают отличной от мантии континентов), т. е. на десятки или даже на сотни километров в глубь Земли. Ведь только в наличии в океанах слоя воды толщиной 3795 м и состоит различие между ними и материками. Невероятно, чтобы пленка слабосоленой воды, составляющая лишь 0.00052 длины земного радиуса, была бы в состоянии уменьшить количество кремнекислоты и окиси калия в океанической коре по сравнению с континентальной: SiO_2 — на 11.5, а K_2O — на 60—65 вес. % (Ронов и Ярошевский, 1967, с. 1296, табл. 6).

Изложенные соображения сделаны из предположения, что на заре существования Земли вся ее поверхность была покрыта наиболее легкими эманациями ее недр — кислыми и среднего состава породами, образовавшими первичную земную кору. Позднее, когда постепенно стали накапливаться воды океанов, эта первичная кора под ними, если принимать существование двух основных типов коры за реальность, должна была претерпевать те маловероятные петрохимические превращения с высвобождением огромных количеств кремнекислоты, о которых говорилось в главе III.

Если же исходить из допущения, что оба основных типа коры образовались одновременно, с самого начала существования Земли, то перед

нами возникает альтернатива — либо признать воды океанов более древними, чем сама земная кора, либо привлечь на помощь демиурга, предвидевшего заранее, где быть океанам и где континентам.

Заканчивая на этом отступление, переходим к описанию положительных фактических данных, которые, с нашей точки зрения, свидетельствуют в пользу отсутствия принципиальных отличий в общей структуре и вещественном составе коры континентов и океанов.

О ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ОСТРОВОВ И ДНА ОКЕАНОВ

В начале этой главы подчеркивалось, что прямые указания, свидетельствующие о сходстве общей структуры земной коры под континентами и океанами вообще и о наличии на островах и на дне океанов докембрийских и палеозойских пород «континентального типа», в литературе пока весьма скудны.

При рассмотрении вопроса о докембрийских и палеозойских породах дна океанов мы не учитываем первое условие, к какому морфоструктурному или геоморфологическому элементу дна океанов приурочены обна-

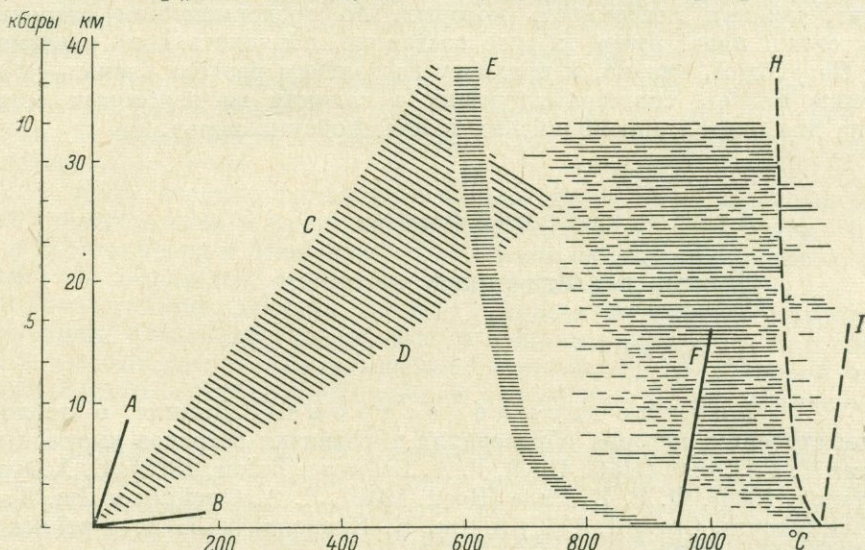


Рис. 22. Условия проявления частичного плавления в земной коре (Бейли, 1972).

A—B — интервал измеренных геотермических градиентов; C—D — интервал наиболее часто проявляющихся геотермических градиентов; E — интервал плавления гранита в равновесии с порами воды; F — интервал плавления базальта; H — приближительные температура и давление окончания плавления базальта; I — температура окончания плавления базальтов при недостатке воды (Tuttle, Bowen, 1958; Barth, 1962; Yoder, Tilley, 1962).

жения этих пород, так как все эти элементы, как отмечалось в главе VI более ранней работы автора (Пронин, 1973б), оформились не раньше миоцена. До этого момента конфигурация океанического дна и горизонтальные контуры морских водоемов были иными — более простыми, а обнажения докембрийских и палеозойских пород не зависели от современного континентального шельфа, склона и абиссальных впадин, оформившихся позднее.

Второе условие касается термодинамической обстановки плавления гранитоидов и других более основных пород, в частности базальтов, на глубинах меньших, чем те, которые предполагаются гипотезой дрейфа материков Вегенера для нижней поверхности сиалических континентальных плит, а тем более литосферных плит в новой глобальной тектонике. Если геотермический градиент — объективное физическое явление, сохра-

няющее значение на значительных глубинах внутри Земли, то как нижние поверхности сиалических глыб Вегенера и тем более литосферных плит (новой глобальной тектоники), скользящих по астеносферному слою, могут сохранить прочность или каменную твердость? Уже отмечалось, что, согласно схеме Б. Бейли (1972, фиг. 1.5; см. рис. 22 этой книги, — А. П.), как гранит, образующий по Вегенеру в основном сиалические глыбы, так и базальт, лежащий в основании этих глыб, начинают плавиться на глубине приблизительно 35—38 км, первый в интервале температур от 600 до 800° С, а второй — от 1000 до 1200° С. Близкие величины температуры плавления дают В. В. Ржевский и Г. Я. Новик (1967, с. 278, табл. XXV): для базальта 1046.85° С, а для гранита 1236.85° С; повышенная температура плавления гранита здесь, вероятно, вызвана условиями эксперимента.

О. Ф. Татл (Tuttle, 1954) находит, что граниты — при наличии в них достаточного количества воды и других летучих компонентов — при геотермическом градиенте 30° С/км будут расплавлены уже на глубинах 12—20 км.

Это противоречие между признанием существования геотермического градиента и предположением о наличии твердых каменных литосферных плит, нижняя поверхность которых, по представлениям сторонников тектоники плит, имеет твердое состояние, объяснить пока невозможно.

Переходим, однако, к предмету настоящего раздела главы — к изложению фактов, свидетельствующих о наличии на некоторых островах и на дне океана докембрийских и палеозойских пород.

Атлантический океан

Прямые геологические указания

Острова

Фолклендские острова. Данные о геологическом строении, истории образования и развития островов имеются в работах Т. Г. Холла (Hall, 1912), Г. А. Бейкера (Baker, 1922), Е. Х. Кранка (Krank, 1934), Ф. Р. К. Рида (Reed, 1949), Л. А. Фрейкса и Дж. К. Кроуелла (Frakes, Crowell, 1967) и Дж. К. Кроуелла и Л. А. Фрейкса (Crowell, Frakes, 1969).

В работе Т. Г. Холла (Hall, 1912) отмечается, что девонские отложения залегают горизонтально и имеют по составу сходство с отложениями Столовой горы Южной Африки; это с несомненностью свидетельствует о платформенных условиях их формирования.

Е. Х. Кранк (Krank, 1934, р. 99) пишет о том, что «старый вопрос — существует ли отсутствует подводный хребет, связывающий Южную Америку с Западной Антарктидой (Землей Грэхема) через Южную Георгию, Южные Сандвичевы острова и Южные Оркнейские, можно считать решенным положительно».

Ф. Р. К. Рид (Reed, 1949) описывает породы докембрийского фундамента, основываясь на упомянутых работах Холла, Кранка и др. В итоге на с. 232 мы читаем: «Архей — это породы, которые обнажены только на мысе Мередит (Холл, 1912; Бейкер, 1922; Кранк, 1934) на Западном Фолкленде и состоят из пегматита, гранита, гнейса, рогово-обманкового сланца и кварцитов, а также из нескольких интрузивных лампрофировых даек. Бейкер предполагает, что они сопоставляются с породами системы Нама Южной Африки. Выше залегают породы палеозоя (девон, пермотриас), а также диориты и долериты, прорывающие девон и пермотриас».

Л. А. Фрейкс и Дж. К. Кровелл (Frakes, Crowell, 1967) характеризуют позднепалеозойские ледниковые отложения с крупными валунами различных пород. На с. 46 они так описывают эти отложения: «Наиболее грубый материал сосредоточен в полосе. . . протягивающейся в направлении юго-восток—северо-запад от юго-западной стороны восточного острова к северо-восточной стороне западного острова. Материал поступал, по-видимому, с севера или с северо-востока, т. е. со стороны океана. Валуны гранита, неокатанные или слабо окатанные, достигают 2.5 до 7 м в диаметре. Господствующая ориентировка длинных осей валунов и максимальные размеры их ориентированы северо-восток—юго-запад». Состав валунов (%) показан в табл. III на с. 44: 1) кварциты — 40, 2) песчаники — 26, граниты — 18, жильный кварц — 9, другие породы — 7. Средний размер обломков (см): кварциты — 5.5, песчаники — 4.4, граниты — 4.2, жильный кварц — 3.4, прочие породы — 4.7.

Из приведенных данных по геологии Фолклендских островов можно сделать два основных заключения.

1. Как на двух главных — Восточном и Западном Фолклендах, — так и на многочисленных (около 200) мелких островах — сателлитах — развит чехол древней платформы с горизонтальным залеганием слоев, из-под которого местами, как например у мыса Мередит в южной части Западного острова, обнажается докембрийский (по-видимому, архейский) фундамент. Это, по нашему мнению, является прямым указанием на то, что местами докембрийский фундамент, развитый под палеозойским чехлом на дне южной части Атлантического океана, выступает над уровнем последнего.

2. В эпоху позднепалеозойского оледенения со стороны южной части Атлантического океана происходили снос кварцитов, песчаников, гранитов и других пород и отложение их обломков на Западном острове. Последнее обстоятельство, вероятно, может свидетельствовать о том, что позднепалеозойские ледники, несшие обломки и валуны упомянутых выше пород, спускались с возвышенной суши, располагавшейся к северу или к юго-западу от Фолклендских островов, где-то в южной части Атлантического океана, и обладавшей несомненно корой континентального типа.

О направлении движения ледников свидетельствует ориентировка длинных осей валунов в морене с северо-востока на юго-запад и такая же ориентировка вытянутых «тел песков» (рис. 23), представляющих озы и, возможно, друмлины; направление вытянутости озов наиболее бесспорно определяет направление движения ледников с юго-запада на северо-восток, или наоборот, но только не с запада на восток, как предполагают Л. А. Фрейкс и Дж. К. Кровелл. Это видно также на диаграмме господствовавших направлений переноса ледниковых валунов (рис. 24).

Фолклендские острова расположены приблизительно в 600 км от берегов Аргентины, в области современного континентального шельфа. Поэтому можно предполагать, что древнедокембрийский фундамент и палеозойский платформенный чехол, его покрывающий, продолжают до островов от континента Южной Америки, возможно, что и к востоку от островов.

Сложное обстоит дело с объяснением распространения докембрийских (предположительно архейских или раннепротерозойских) пород на некоторых островах Южно-Анtilьской островной дуги, таких как о-ва Коронейшен и Лори в группе Южных Оркнейских и о. Элефант в Южных Шетландских (см. геологическую карту Южной Америки в «Физико-географическом атласе Мира», 1964, с. 163).

Южные Оркнейские острова. Сведения по геологии и стратиграфии некоторых Южных Оркнейских островов приводятся в работах Дж. Х. Пири (Pirie, 1905) — о содержащих граптолиты породах Южных Оркнейских островов, Ф. Р. К. Рида (Reed, 1949) и Д. Стю-

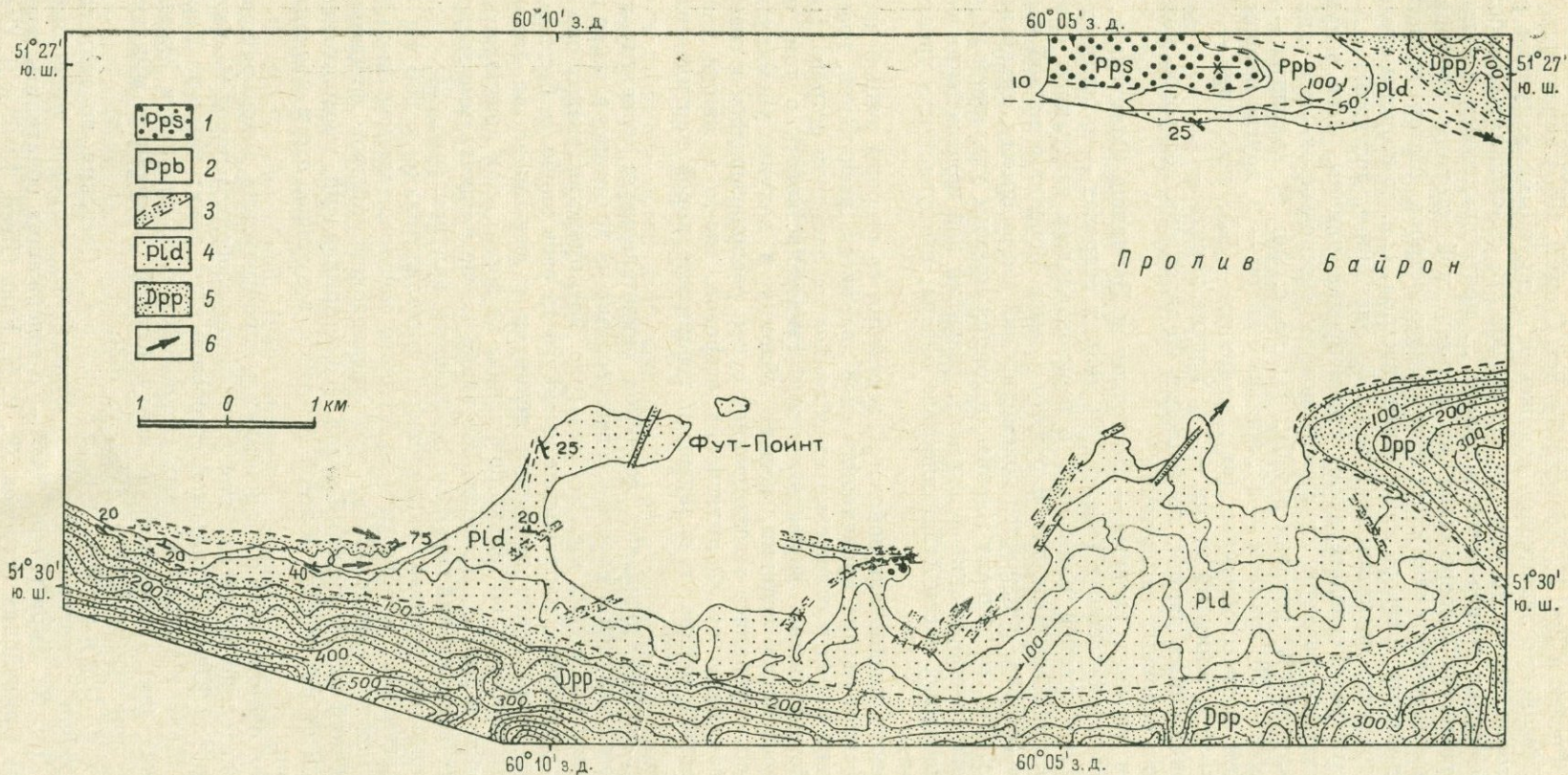


Рис. 23. Схематическая карта направлений осей озов и друмлинов в лафонийских диамиктитах о. Западный Фолкленд (Frakes, Crowell, 1967).

1 — свита Шефердс Брук; 2 — свита черных пород (формация Порт Суссекс — пермь); 3 — линейно вытянутые тела песков (сыз и друмлины); 4 — вмещающие озы и друмлины — лафонийские диамиктиты (карбон); 5 — формация Порт Филомея; 6 — направление движения подледниковых потоков.

арта (Stewart, 1934) — по петрографии некоторых пород Южных Оркнейских островов и Антарктического архипелага.

Палеонтологические коллекции Дж. Х. Пири обрабатывались Пичем, которым в двух пробах были установлены (обр. 015) роды *Pleurograptus* и *Discinocaris*, а в обр. 014 — *Cariocaris* (арениг), *Pinnocaris* (карадок), *Discinocaris* и *Peltocaris* (нижний ландовери), *Aptychopsis* и *Ceratiocaris* (венлок). Таким образом, на островах, посещенных Дж. Х. Пири, в разрезе представлен почти весь ордовик и низы силура до венлока.

Ф. Р. К. Рид, ссылаясь на работы Уилкенса, выделяет на некоторых (не на всех) участках следующие серии и формации (Reed, 1949, p. 243):

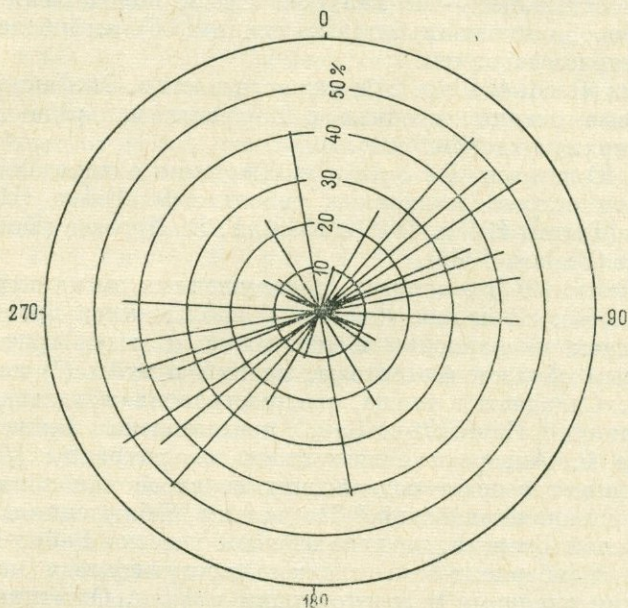


Рис. 24. Вектор величины и направления перемещения ледниковых обломков по 17 пунктам развития лафонийских диамиктитов на о. Западный Фолкленд (Fragles, Crowell, 1967).

1) темные аргиллитовые и алевролитовые породы флишевого характера без примеси карбонатного материала; породы сильно смяты в складки и чередуются с порфиритами; 2) гранодиориты и габброиды, прорывающие породы предыдущей группы; 3) верхнемеловые и третичные слои, залегающие горизонтально; 4) современные вулканические породы (дациты, андезиты, базальты).

Д. Стюарт сообщает об Южных Оркнейских островах следующие данные (Stewart, 1934, p. 181, 182): «Согласно Пири, эти острова сложены целиком древними осадочными породами, главным образом граувакками и конгломератами. . . Девять шлифов пород Южных Оркнейских островов были изучены под микроскопом. Из них семь происходили с острова Лори и были представлены в трех шлифах кварцитами, в двух — аркозовым конгломератом, а в двух остальных — в одном также конгломератом, а в другом — выветрелым диабазом. Образец с острова Коронейшен представлен конгломератом, а с острова Граптолитового — аспидным сланцем».

Южные Шотландские острова. Сведения о породах и ископаемых остатках организмов этой группы островов имеются в работах Г. Шермана и Э. Т. Ньютона (Sharman, Newton, 1894) — о некоторых ископаемых о. Сеймур, К. Е. Тилли (Tilley, 1930) — по петрографии пород о. Элефант, Ф. Р. К. Рида (Reed, 1949) — по геологии того же

острова, Л. Касертано (Casertano, 1964) — о вулканической активности на о. Десепшен.

Авторы первой работы обнаружили на о. Сеймур следующие роды мелеципод: *Cucullaea*, *Cytherea*, *Crassatella* (?), *Donax*. Все роды палеогеновые, а *Donax* встречается и в миоцене.

К. Е. Тилли описал коллекции пород, собранных во время экспедиции на корабле «Квест». Им описаны образцы кварцитовых филлитов с о. Элефант — с побережья зал. Минестрель-Бэй, — пронизанных многочисленными жилами кварца; 13 образцов было собрано в местности Лукоут Харбур — на самой крайней южной точке острова, 6 из них были взяты *in situ*, остальные — из валунов. Среди пород были выделены: а) гранат-роговообманково-альбитовые сланцы, б) амфиболсодержащие мраморы, в) параамфиболиты.

Ф. Р. К. Рид (Reed, 1949, p. 243) пишет, что «на о. Элефант распространены альбитовые сланцы, сходные с породами дальрёда Шотландии, относимые к верхнему докембрию».

Остров Южная Георгия. Сведения о породах и основных чертах геологии острова имеются в работах: Ф. Гейма (Heim, 1912), Г. У. Тирреля (Tyrrrel, 1916a, 1916b, 1930), Г. В. Дугласа (Douglas, 1930), Л. А. Фрейкса (Frakes, 1966).

Ф. Гейм (Heim, 1912) о породах, обнаруженных им на острове, пишет следующее (p. 453): «В заливе Ройял-Бэй наблюдаются простирающиеся в северо-западном направлении и падающие к югу кристаллические породы, главным образом филлитовые сланцы и туфы (?) не установленного возраста. Складчатая толща, распространенная дальше к северо-западу, названная Кэмберленд-Бэй, представлена также сланцами и туфами, где Г. Андерсон нашел отпечаток раковины (*Posidonomia*), которая определяет возраст содержащих ее слоев как верхнепалеозойский или как нижнемезозойский.* По нашим наблюдениям, весь северный берег Южной Георгии, за исключением участка Ройял-Бэй и некоторых частей Кэмберленд-Бэй, сложен чередующимися черно-серыми и серо-голубыми сланцами и зеленоватыми туфами. Отчетливая картина тектоники не могла быть установлена по нашим скудным наблюдениям, но замечено, что Южная Георгия представляет собой складчатую структуру с простираемостью складок с юго-востока на северо-запад в соответствии с направлением длинной оси острова. Только на одном участке наблюдается нарушение общих условий залегания пород — это в местности Норт Харбур, в русле небольшого ручья. Здесь были обнаружены грубозернистый розовый гранит, более крупная глыба розового кварцито-песчаника и глинистого песчаника, которые плотно прилегали друг к другу. Очень соблазнительно предположение, что эти глыбы произошли из недр Земли, при вулканических извержениях, так как в других местах такие породы нигде не встречались».

На южном побережье расположен фьорд Дригальского, со всех сторон окруженный вулканическими породами, а в местности Копер-Бэй развиты кварцитовые сланцы и туфы с простираемостью запад—северо-запад—восток—юго-восток и с падением местами к югу, местами к северу».

Более обстоятельное описание пород, развитых на острове, дал Г. У. Тиррель, в первой работе на основе личных наблюдений, а во второй — после обработки коллекций, собранных Г. В. Дугласом во время экспедиции на «Квесте» в 1921—1922 гг.

Г. У. Тиррель (Tyrrrel, 1916a, p. 835) так характеризует собранные в разных районах острова породы: «Осадочные породы включают кремнистые сланцы с побережья между мысом Разочарования и заливом Слосарчика, тонкозернистые кварциты от залива Дригальского, роговообманковые сланцы от залива Слосарчика; установлены также образцы кварце-

* Позднее толщу Кэмберленд-Бэй стали относить к аптскому ярусу мела, — А. П.

вых жил в филлитах с Медного острова и с побережья между заливом Слосарчика и мысом Разочарования; кроме того, на этом участке собраны образцы из линз кристаллического известняка в филлитах.

По возрасту все эти метаморфические породы первоначально относились к древнему палеозою, а позднее стали датироваться поздним докембрием.

Из пород магматических Г. У. Тиррель в дополнительной заметке к работе 1916 г. (Tyrrel, 1916b), датированной тем же годом, описывает развитые на острове эпидиорит (метадииорит), офитовые долериты, базальты, аляскиты, кварцевые фельзиты, сомнительные лавовые и туфовые породы, эпидозиты, авгититы. О взаимоотношении перечисленных пород с упомянутыми выше метаморфическими автор не упоминает.

В работе 1930 г. Г. У. Тиррель характеризует стратиграфические и структурные отношения между породами, описанными в статье 1916 г., при этом расчленяет их на три серии, разделенные угловыми несогласиями. Среди магматических пород, собранных Г. В. Дугласом на юго-восточном окончании острова, выделяются габбро свежее и сосюритизированное, перидотит, кварцевый диорит, вогезит, гранит, дайки долерита, спилитовые лавы с альбитом-эпидотом и кварцево-эпидотовые породы.

Скалы и плато Роколл. Скалы расположены, подобно скалам Св. Павла, над уровнем океана и сложены, по данным П. А. Сабина (Sabine, 1960, 1965), эгириновыми гранитами третичного возраста. Однако на фотографии скал, приложенной к его первой статье, совершенно четко выступает гнейсовидная текстура с пологим падением гнейсовидности под углами 10—15°.

В более ранней работе автора (Пронин, 1973б, с. 100) высказывалось предположение, что скалы и все плато Роколл сложены древнедокембрийскими гнейсами, омоложенными, так же как в штатах Невада, Юта и Аризона в США, охарактеризованными Р. Л. Мауджером с соавторами (Mauger et al., 1968). В последнее время такое же предположение делают и некоторые английские ученые, исследовавшие плато Роколл в самые последние годы. Так, например, Д. Г. Робертс с соавторами (Roberts et al., 1972) пишет следующее (р. 505): «Хотя в решении вопроса о происхождении метаморфических пород банки Роколл не имеется еще однозначности, кажется более правдоподобным, что эти метаморфические породы имеют местное происхождение. До параллели 56°20' с. ш. банка Роколл сложена, вероятно, льюисскими метаморфическими породами и потому имеет континентальный состав и континентальную сейсмическую структуру».

Геологический возраст льюисских гнейсов считается архейским, их радиологический возраст, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу (1966, с. 105), не менее 2500 млн лет.

Дно океана

Большая Ньюфаундлендская банка и отмель Флемиш-Кейп Канадской нефтепромышленной компанией «Амоко» пробурено с нефтепоисковыми целями на июнь 1974 г. в пределах Большой Ньюфаундлендской банки 19 скважин с полным отбором керна. Часть этих скважин вскрыла разрез палеозойских отложений до девона включительно, а некоторые, вероятно, — и докембрийские породы.

В информации (авторы ее неизвестны) о произведенных здесь работах говорится (Амосо, 1974, р. 1109): «Геофизические и буровые работы в пределах площади Большой банки установили существование мощного осадочного комплекса пород, включающего третичные, мезозойские и палеозойские отложения. Угловое несогласие, возникшее в раннемеловое время, разделяет разрез на две отдельные единицы: верхнюю, состоящую

из третичных и меловых отложений, и нижнюю, включающую юрские и более древние породы. Относительно простой верхний комплекс регионально наклонен под небольшими углами и нарушен солянокупольными структурами. Образования, расположенные под угловыми несогласиями, содержат много структурных типов, включающих соляные купола, соляные хребты, сбросы, обыкновенные складки, надвиги и крупные эрозионные несогласия.

Доюрские породы были опробованы на Большой банке в скважинах Жаннет и Мэрре, в трех керновых скважинах и в скалах Вирджин на Восточной отмели. Разрез основывается на этих данных и может быть расчленен на три единицы, а именно: фундамент, девон—карбон и красные сланцы.

Породы фундамента. В скважине Мэрре вскрыто 604 фута (201 м, — А. П.) метаморфизованных осадочных пород, содержащих (филлиты, кварциты и аспидные сланцы, но возраст этих пород не мог быть определен. Скважина Жаннет пробурила 410 футов (125 м, — А. П.) метаморфизованных осадочных пород, которые включают кристаллические сланцы и граувакки с раскристаллизованными в цементе минералами, показывающими невысокую степень метаморфизма. Последние перед забоем скважины 65 футов (20 м, — А. П.) пробурены по диабазам. Возраст этих пород не определен, но они перекрываются девонскими осадочными породами группы Гортон. На подводных обнажениях отмели Вирджин в 1965 г. Лилли (Lilly, 1966) собрал метаморфизованные осадочные породы также недатированные, но близкие к протерозойским породам группы Консепшен восточной части Ньюфаундленда. Лилли были также собраны кварциты с Восточной отмели. Породы фундамента были датированы только по гранодиоритам банки Флеминг-Кейп в 230 милях (370 км) восточнее скважины Мэрре. Калий-аргоновый возраст гранодиорита, описываемого более подробно В. К. Пеллетье (Pelletier, 1974), оказался 592 ± 20 млн лет (см. наст. изд. главу I, — А. П.).

Девонские и каменноугольные породы. Миссисипские, до девонских, породы групп Гортон и Уиндзор, как сообщил П. А. Гаквебард (Haquebard, 1974), распространены на широкой площади в Атлантической провинции. Бурение на Большой банке позволило расширить известную площадь распространения миссисипий и девона еще на 400 миль (650 км, — А. П.) к востоку. Скважина Жаннет пробурена на 1925 футов (642 м, — А. П.) по породам, близким по типу и возрасту к породам группы Гортон, состоящим из красных алевритов. Вся толща пород группы Гортон, очевидно, имеет континентальное происхождение.

Эвапоритовое подразделение состоит из 770 футов (256 м, — А. П.) массивного ангидрита, покрываемого в скважине Жаннет 370 футами (123 м, — А. П.) каменной соли. Подразделение датируется на основании палинологических данных как миссисипий и коррелируется с уиндзорской группой. Эвапоритовые отложения покрываются толщей сланцев мощностью 260 футов (86 м, — А. П.) неустановленного возраста, которые могут быть частью уиндзорской группы.

Подразделение красных сланцев. Гипсоносные красные сланцы или аргиллиты вскрыты скважиной Мэрре, где они имеют мощность 745 футов (248 м, — А. П.). Они подстилаются метаморфическими породами фундамента и покрываются раннеюрскими карбонатными породами. Сходные по виду породы были установлены в двух пробах керна, однако все попытки датировать породы этого подразделения были безуспешными. Стратиграфическая позиция их в скважине Мэрре свидетельствует о триасовом или раннеюрском возрасте».

Мы намеренно привели эту цитату из описания палеозойского и, вероятно, позднпротерозойского стратиграфического разреза с тем, чтобы показать распространение на обширных участках океанического дна осадочных пород того же типа и в той же стратиграфической последова-

тельности, которая наблюдается на соседних участках Северной Америки. Ссылка на то, что в данном случае мы имеем дело с шельфовой зоной Атлантического океана и что Большая банка представляет собой край континента с континентального типа земной корой, значения не имеет, так как в девоне и карбоне формации, которые выделяются в разрезе, не были связаны с шельфом, наверняка не существовало ни континентального шельфа, ни континентального склона, ни самого Атлантического океана в его современной конфигурации. Современные — как горизонтальные, так и вертикальные — очертания океана, как было показано в более ранней работе автора (Пронин, 1973б, гл. VI), образовались не раньше олигоцена.

О наличии докембрийского основания на соседней с Большой Ньюфаундлендской банкой отмели Флеминг-Кейп, представленного гранодиоритом докембрийского радиологического возраста с кровлей, состоящей, вероятно, из кварцитов, говорилось в главе I.

Все перечисленные острова, участки дна Атлантического океана и их строение, с нашей точки зрения, относятся к категории более или менее бесспорных прямых указаний на присутствие под относительно маломощным и неповсеместным по площадям распространения покровом молодых (от поздне триасовых до плейстоценовых) лав и осадков древнего фундамента, сложенного в различной степени метаморфизованными осадочными, а также магматическими породами.

Существуют в литературе указания на распространение на дне окраинных морей Атлантического океана, в частности Карибского, метаморфических пород осадочной природы, но более молодых, чем докембрийские или палеозойские; такие породы имеют особую ценность — их никакими петрохимическими методами нельзя воспроизвести из «базальта», якобы слагающего дно этого моря.

Заслуживают внимания и еще две интересные и важные для наших целей находки на дне Атлантического океана.

1. Установление на подводной горе Балд, в пределах Срединно-Атлантического хребта, в 35 милях к западу от его гребня ($45^{\circ}13'$ с. ш., $28^{\circ}54'$ з. д.), в коренном залегании докембрийских гранито-гнейсов с радиологическим возрастом по калий-аргоновому методу 1550 и 1690 млн лет, а также габбро возрастом по тому же методу 785 млн лет (Wanless et al., 1968). Такие же гранито-гнейсы позднее были вскрыты буровой скв. 133 ($45^{\circ}22'$ с. ш., $28^{\circ}09'$ з. д.) на подводной горе Конфедерации и описаны Ч. Шафером и Дж. Бруком (Schafner, Brooke, 1970). Обнаружение гранито-гнейсов на вершинах двух подводных гор, расположенных на десятки километров друг от друга, но на одном и том же привершинном участке хребта, едва ли можно считать случайностью, скорее можно согласиться с Р. К. Уанлесом и его соавторами, что гранито-гнейсы находятся в коренном залегании.

2. Обнаружение в коллекции образцов пород, поднятых со дна Атлантического океана экспедицией на корабле «Галисман» в 1883 г., остатков трилобитов (Furon, 1949). Трилобиты были подняты драгой на двух станциях; первая имела координаты $42^{\circ}19'$ с. ш., $21^{\circ}17'$ з. д., а вторая — $44^{\circ}21'$ с. ш., $17^{\circ}12'$ з. д.; глубины их — соответственно 4255 и 3975—4065 м. По мнению Р. Фюрона, трилобиты происходят из нижнепалеозойских отложений, слагающих в пунктах драгирования дно океана, а не принесены с севера айсбергами.

Заканчивая на этом описание метаморфических пород докембрийского и палеозойского возраста на островах, отмелях (банках) и дне Атлантического океана, можно сделать следующие выводы.

1. Охарактеризованные метаморфические породы никаким из существующих геохимических превращений не могут быть получены из основных (базальтоидных) вулканических пород, если учитывать в них атомно-молекулярные количественные соотношения.

2. Метаморфические породы распространены не только на островах, расположенных в шельфовой зоне (Фолклендские острова), но и на таких, которые находятся на рубеже океана и моря (о. Южная Георгия).

3. Особого внимания, естественно, заслуживают плато Роколл, Большая Ньюфаундлендская банка и отмель Флемиш-Кейп, где, так же как и на континентах, развиты не только метаморфические и магматические породы фундамента, но и нормальные палеозойские осадочные и более молодые породы чехла древней платформы.

Косвенные геологические указания — ксенолиты в лавах и снос терригенного материала

К категории геологических свидетельств относятся: во-первых, ксенолиты в лавах и туфах неоген-четвертичных вулканов океанических островов и вулканов островных дуг, глубинных и эффузивных магматических, а также осадочных и метаморфических пород и обломков минералов, резко отличных по составу от вмещающих их лав и туфов, во-вторых, обломки пород и минералов в песчаниках и конгломератах, которые принесены в бассейны осадконакопления, расположенные на побережьях современных континентов, по мнению многих исследователей-седиментологов, не со стороны внутренних частей континентов, а со стороны современных океанов. В гальках и валунах конгломератов, а также в песчаниках содержится разнообразный ассортимент минералов и пород, магматических, осадочных и метаморфических, распространенных на площадях современных континентов; самое примечательное, что весьма разнообразный набор развитых на современных континентах пород сносился со стороны современных океанов в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя до плиоцена включительно.

Острова

Остров Южная Георгия. Г. У. Тиррель (Tyrrel, 1930) после обработки коллекций Г. В. Дугласа, собранных им в 1921—1922 гг., отмечает присутствие в туфах спилитовых лав обломков следующих пород — трахитов, фельзитов, состоящих из ортоклаза и кварца, кератофинов и трахиандезитов, а также обломков минералов — ортоклаза, альбита, олигоклаза с преобладанием ортоклаза; все обломки угловатые, что свидетельствует о их местном происхождении.

Остров Вознесения. Впервые геологию о. Вознесения в начале нашего века описал Е. Г. Л. Шварц (Schwarz, 1906), который отметил в туфах и лавах острова ксенолиты гранитов, гранититов, диабазов и «габбро».

В 1925 г. обстоятельное описание распространенных на острове пород составил Р. А. Дэйли (Daly, 1925); о ксенолитах в трахитовых туфах Зеленых гор он говорит так (р. 64): «Трахитовые туфы Зеленых гор дали много угловатых обломков зернистых пород следующих типов: 1) щелочного роговообманково-биотитового гранита; 2) бурого, до ярко-розового резко микролитового роговообманкового сиенита с аксессуарным кварцем — кварцевого сиенита; 3) розовато-серого авгит-роговообманково-кварцевого сиенита, переходного к граниту; 4) светлого, зеленовато-серого среднезернистого кислого диорита, переходного к монцониту; 5) светло-бурого и серого пятнистого сахаровидного микролитового авгит-роговообманкового диорита; 6) типичного оливнинового габбро; 7) типичного безоливинового габбро; 8) типичного грубозернистого верлита. Гранитные валуны описанных выше типов встречаются в осыях гравия главных долин на северном склоне Зеленых гор. Отдельные угловатые обломки, включенные в массивные трахиты купола „Графис“, имели диаметр до 5 см».

Спустя 40 лет породы о. Вознесения описал Дж. Р. Канн (Cann, 1965); на с. 62 своей работы он так характеризует собранные им коллекции пород из ксенолитов: «Блоки пород глубинной структуры, собранные на о. Вознесения, изменяются по составу от основных кумуляций через средние типа ультращелочных гранитов и сиенитов с общим понижением степени аккумуляции от основных к кислым типам. Многие породы среднего состава несколько изменены прогревом за время нахождения в ксенолитах; внимание особенно должно быть сосредоточено на гранитах и сиенитах. Эти породы принадлежат к трем главным родам: ультращелочным гранитам, щелочно-роговообманковым гранитам и фаялит-сиенитам. Иногда неизменные ультращелочные граниты содержат кварц, отдельные кристаллы калиевого полевого шпата и арфведсонит с меньшей обогащенностью энigmatитом, эгирином, фаялитом, власовитом или дэлитом и пироксеном. Роговообманковые граниты содержат различные количества кварца, щелочного полевого шпата, зеленой роговой обманки и биотита; сиениты вдобавок к щелочному полевоому шпату и кварцу содержат фаялит и натровый авгит. Химические анализы произведены на типовых экземплярах всех трех типов. Нагревание пород привело к изменению полевых шпатов и разложению ферромагнезиальных минералов; арфведсонит дает эгирин, роговая обманка — полеавгит и железную руду. В ультращелочных типах несколько большая раскристаллизация приводит к увеличению грануляции основы кварца и полевого шпата, встречающихся со столбчатыми агрегатами хорошо раскристаллизованного эгирина».

Острова Зеленого Мыса. П. Меликов (Melikow, 1896, р. 265) установил на о. Санту-Антан в туфах и вулканических песках обломки минералов, свойственных как кислым, так и основным породам, а именно: 1) в вулканическом песке Маракос — авгит в виде включений в других минералах, оливин, ортоклаз, тридимит, плагиоклазы, роговую обманку; 2) в туфе Лагоинья — свежие ортоклаз и плагиоклаз, апатит, циркон, биотит, стекло, роговую обманку, магнетит; 3) в выбросах Могодья — титанит, авгит, плагиоклаз, циркон; 4) в выбросах Торо-Тигуэрал — авгит, магнетит, апатит, оливин; 5) в туфе Ковао-кратер — нефелин, роговую обманку.

Азорские острова. К. Гагель (Gagel, 1910, S. 11) впервые обратил внимание на присутствие на о. Сан-Мигел в кратере Лагоа-да-Фога выбросов, состоящих из агрегатов санидина и роговой обманки диаметром до 70 см, которые он считал близкими к санидинитам оз. Лаахечского.

Подобного типа агрегаты местами наблюдались им и в лавах трахитов.

Уже в наше время Дж. Р. Канн (Cann, 1967, р. 227) снова посетил о. Сан-Мигел и подтвердил находки К. Гагеля, определив породу в ксенолитах, как сиенит, сходный с блоками гранитов о. Вознесения.

М. Дж. Бейкер (Baker, 1966, р. 61) отмечал среди выбросов вулканов о. Фаял глыбы, состоящие из форстеритового оливина, хром-диоксида, кальциевого плагиоклаза и хромита в разных пропорциях.

Остров Исландия. Материал из ксенолитов о. Исландия имеет совершенно особое значение. Дело в том, что, по общепринятому мнению, Исландия представляет собой поднятую над уровнем океана часть подводного Срединно-Атлантического хребта с его привершинной рифтовой долиной и должна на суше отражать все особенности подводной структуры последнего. Как известно, вся гипотеза тектоники плит построена на предположении, что в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов из недр верхней мантии поднимаются два встречных потока соседних конвекционных ячеек мантии, которые, приблизившись к поверхности дна океанов под хребтами, плюмажем расходятся в стороны,

обновляя базальтовую кору под океанами и раздвигая ранее сформированные тектонические плиты.

Соответственно из глубоких недр мантии к поверхности дна океанов должен поступать ультраосновной или по крайней мере материал базальтового состава. Однако Х. Сигурдссон (Sigurdsson, 1968), характеризуя состав ксенолитов с о. Суртсей, расположенного в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, отмечает следующее (р. 440): «Описано несколько ксенолитов кислых интрузивных пород из вулкана о. Суртсей. Химический состав ксенолитов показывает изменение состава от тоналитового до пирометаморфического типов. Гипотеза поспешно утверждает, что тоналитовые ксенолиты подверглись частичному плавлению во время транспорта к поверхности в базальтовой магме и остаточный сиалический расплав из гранитных ксенолитов превратился в чистый расплав плагиоклаза анортита и тримита».

Гранитные ксенолиты и их продукты плавления были обнаружены и описаны также и из других частей Исландии».

Химический состав пород из некоторых кислых ксенолитов приведен в табл. 17.

Т а б л и ц а 17

Химический состав пород ксенолитов из лав о. Исландия

Окислы, вес. %	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	73.70	72.38	75.83	75.93	65.51	74.4
Al ₂ O ₃	13.94	13.33	12.45	13.59	17.70	12.8
Fe ₂ O ₃	} 1.72	3.00	1.86	0.79	2.98	1.1
FeO		1.85	0.20	0.18	0.20	1.1
MnO	0.03	0.04	0.05	0.02	0.05	—
MgO	1.18	0.38	0.05	0.13	0.17	0.2
CaO	2.75	2.95	0.20	1.15	0.68	1.6
Na ₂ O	4.30	3.75	4.44	3.77	5.60	4.7
K ₂ O	1.40	1.37	3.37	3.86	6.05	3.0
H ₂ O ⁺	} 0.70	0.30	0.48	0.54	} 0.50	—
H ₂ O ⁻			0.11	0.24		
TiO ₂	0.38	0.45	0.25	0.16	0.26	0.2
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.02	0.02	0.08	—
Сумма	100.14	99.87	99.31	100.38	99.78	99.1

Примечания. I — пористое кислое стекло с о. Суртсей — ксенолит; гранитные ксенолиты: II — из вулкана Сетберг центрального типа, III, IV — из стратовулкана Гримнес, V — из стратовулкана Итра-Раудельсхраун; VI — среднее из 14 анализов обсидиановых ксенолитов Исландии.

Помимо охарактеризованных гранитных ксенолитов и ксенолитов других кислых пород, в вулканических выбросах о. Исландия встречаются и породы иного состава. Например, на Брейдаллейон Х. Сигурдссон (Sigurdsson, 1968) отмечает (р. 452) ксенолиты кварцитов, а на том же вулкане о. Суртсей — обломки доломитовых пород и песчаников.

Описывая характерные черты проявления неоген-четвертичного вулканизма Исландии, С. Тораринссон (Thorarinsson, 1967, р. 1, 2) характеризует их так: «Еще двадцать лет назад петрография Исландии представлялась в виде довольно простой картины. Считалось, что около 99% ее пород составляют базальты и 1% риолиты. В результате современных исследований картина изменилась. В настоящее время полагают, что вулканы центрального типа третичного и четвертичного возраста производили и производят кислые и среднего состава лавы и туфы в значительных количествах. Вулканы, производящие базальтовую лаву, питались из однородных и расположенных на больших глубинах очагов магмы;

вулканы, производящие среднего состава и кислые продукты, заполняющие „непреодолимую брешь“ между базальтами и риолитами, питались из самостоятельных и расположенных на меньшей глубине магматических камер, дифференциация в которых происходила между излияниями. От 9 до 10% послеледниковых лав и тефры и около 25% лав и тефры исторического времени представлены кислыми или средними по составу продуктами. Мнения о том, что излияния таких лав объясняются гравитационной дифференциацией родоначальной базальтовой магмы или плавлением континентального слоя, расположенного под платобазальтом, до сих пор разделяются. Имеются, однако, некоторые более веские доказательства в пользу существования такого слоя, и они в настоящее время не могут быть опровергнуты никакими геофизическими исследованиями».

Если петрографический состав пород в ксенолитах лав и туфов позволяет судить о вертикальной структуре и составе коры и верхней мантии Земли, то состав пород и минералов в конгломератах и песчаниках, снесенных со стороны океанов, дает возможность определить, какие породы были распространены на поверхности тех участков суши, которые ныне погружены под уровень Мирового океана и стали его дном.

В более ранней работе автора (Пронин, 1973б) приведены довольно многочисленные примеры сноса терригенного материала со стороны всех океанов, здесь мы ограничимся отдельными примерами.

Снос терригенного материала со стороны Атлантического океана на северное, западное и южное побережья Европы описывается в значительном числе работ европейских геологов. Главнейшие из них упомянуты в более ранней работе автора (Пронин, 1973б). Здесь мы ограничимся лишь несколькими примерами для мелового и неогенового времени.

По данным Г. Г. Ворта (Voort, 1964), в альбском веке мела на севере Испании, вблизи побережья Бискайского залива, располагался обширный прогиб флишевого типа. Размеры валунов и гальки в альбских отложениях, частота находок циркона, рутила и турмалина неизменно возрастают в северном направлении. На рис. 9 (Пронин, 1973б, с. 47, рис. 5) на месте Бискайского залива автор показывает Бискайскую возвышенность, с которой сносился терригенный материал во флишевый прогиб.

П. Аллен (Allen, 1969) в течение ряда лет изучал осадки вельдской дельты юго-восточной Англии и пришел к выводу, что галечный и валунный материал, слагающий дельту, поступал с запада, со стороны Атлантического океана. В статье 1969 г. (Allen, 1969) он пишет об этом так (р. 658): «Обычно принимается первоначально существовавшая континентальная масса Европа—Африка—Америка. Это подтверждает массив, существовавший в конце палеозоя и состоявший из каледонско-герцинских орогенных структур Западной Европы, северо-западной Африки и Восточной Америки. Если эта континентальная площадь была расчленена морем раньше вельдского времени (>135 млн лет), тогда „американского типа“ материалы могли попасть в Европу тремя путями: 1) непосредственно из кристаллических пород, ныне находящихся под Западными Аппалачами, 2) из осадков, развитых на их флангах, или 3) непосредственно из продолжения к востоку кристаллического фундамента Пидмонта и перемещения его обломков на восток по дну мелкого солонатоводного Атлантического океана. Такие возможности могли быть обусловлены или разделением континента, вызванным эпиконтинентальной трансгрессией, или непосредственным его разрывом. Если имел место последний случай, тогда он более легко объясняет тесное геоморфологическое единство между Европой и Америкой в течение вельдского времени».

Здесь автор отдает невольную дань моде, насильно привлекая для объяснения происхождения осадков вельдской дельты гипотезу дрейфа материков с перемещением грубообломочного материала кислых магматических и метаморфических пород по дну мелководного, солонатоводного океана, предпочитая ее более естественному переносу этого материала

реками с суши, располагавшейся на месте современной Атлантики; дельтовый тип отложений также свидетельствует в пользу переноса их реками, а не перемещения их по дну океана.

Новые данные о сносе терригенного материала со стороны современного Атлантического океана на его западное и восточное побережья, появившиеся после выхода из печати более ранней работы автора (Пронин, 1973б), крайне скудны и относятся к палеозою и позднему докембрию, когда существование самого Атлантического океана едва ли можно предполагать. Однако интерес этих сведений несомненен, они показывают, что океаны не перманентны и что соответственно выделение особого океанического типа земной коры, предполагающее географически постоянное положение океанов, не имеет под собой солидной научной основы. Д. Л. Вудроу с соавторами (Woodrow et al., 1973, p. 3051), анализируя условия осадконакопления девонских фаций Катскилл и древнего красного песчаника, пишет: «Пересмотренная заново Северо-Атлантическая суша располагалась в приэкваториальной области в течение среднего и позднего девона и характеризовалась отложением на ней континентальных фаций Катскилл и оldrёд на прибрежных равнинах и в межгорных бассейнах. Шельфовые моря располагались по соседству со многими участками этой суши. Часть прибрежной равнины, ближайшая к морю, была замечательна нечеткостью береговой линии, меандрированием потоков, низким рельефом с уклонами от 0.3 до 1.0 м на 1 км (от 1.0 до 3 футов на 1 милю). Более отдаленные части прибрежной равнины характеризовались небольшими углами расхождения предгорных долин и менее обычного наклоном движения аллювия по ложу, сильнее запутанной сетью потоков и совсем пологим рельефом. Фации оldrёд развивались также в межгорных бассейнах как аллювиальные и озерные отложения, ассоциирующие с вулканическими породами.

На большей части суши климат был жаркий и полуаридный. Более аридная часть суши была на юге, где интенсивнее развиты известковые почвы. . . и в шельфовых морях непрерывно формировались эвапориты. Северная часть суши характеризовалась более регулярным выпадением дождей, поддерживавших более обильное произрастание растительности и образование пластов угля. На большей части прибрежных равнин и межгорных бассейнов эвапоритизация была достаточна для аэрации и образования краснецветов.

Вегетация на прибрежных равнинах и в межгорных бассейнах концентрировалась вблизи линии берега и вдоль речек. Травяная растительность отсутствовала, так как потоки обладали высокой эрозионной способностью и обуславливали накопление большого количества осадков на прибрежных равнинах и соседних шельфах».

Дж. У. Бейкер (Baker, 1973) описывает условия формирования докембрийской серии Мойн в краевом позднедокембрийском океане в районе Вельш. «Переоценка идеи, — пишет он (p. 447), — что осадки Мойн и Лонгминдий аккумуляровались вдоль окраины палеоокеана, показывает, что осадконакопление эпохи Мойн происходило вблизи береговой линии микроконтинента. Если магматическая активность, метаморфизм и деформация свойственны подстилающей зоне субдукции, то она должна падать к северо-западу от маленького океанического бассейна на юго-востоке. Разрушение дна такого океана осуществлялось столкновением с континентальным щитом и простой деформацией серии Лонгминдий».

П. Аллен с соавторами (Allen et al., 1974, p. 84) описали кварц-турмалиновые валуны в торридонских песчаниках и докембрийскую кору в северо-западной Британии. В результате своих исследований они пишут (p. 85): «В торридонской группе отложений были найдены экзотические породы в виде валунов, изменяющиеся от льюисских гнейсов (3000 млн лет) до пород возрастом 1000 млн лет, которые, однако, формировались на более высоком уровне коры, чем современный уровень льюисских гнейсов.

Их вариации в южном направлении, вдоль современных обнажений, вероятно, отражают изменения в фундаменте, прослеживающиеся через Гренландию к Лабрадору. Турмалин употреблен как „суперкристалльный индекс“ и как пригодный для датирования минерал».

Говоря о косвенных геологических признаках однотипности земной коры под Атлантическим океаном и окружающими его материками, нельзя не упомянуть о полном тождестве фациального состава и фаун в морских мелководных отложениях кембрийского Восточной Гренландии, северо-западной Шотландии и Западного Ньюфаундленда, залегающих во всех трех регионах на древнем докембрийском основании. Характеристика стратиграфических разрезов кембрийского этих районов дана в работе К. Суетта и Д. Е. Смита (Swett, Smit, 1972). На с. 3223 авторы пишут о них следующее: «Детальные седиментологические и петрологические исследования кембрийских мелководных морских фаций Западного Ньюфаундленда, северо-западной Шотландии и центральной части Восточной Гренландии выявили поразительное сходство их геологической истории. Фаунистические, стратиграфические, седиментологические, геохимические и диагенетические сравнения мощных песчаных, сланцевых и карбонатных разрезов показывают синхронное развитие слагающих их отложений на широком морском шельфе, ограничивающем западную окраину „прото-Атлантического океана“. Осадконакопление происходило в условиях приливно-отливной зоны побережья „прото-Атлантики“, о чем свидетельствуют следы отпечатков организмов, а также следы высыхания дна бассейна, наличие оолитовых структур в осадках и водорослевые строматолитовые образования. Диагенетические явления выражены в процессах замещения полевых шпатов, окремнении, доломитизации. Взятые независимо один от другого, эти признаки сходства условий осадконакопления в упомянутых трех регионах могут показаться неубедительными, но в совокупности они вынуждают признать общность истории осадконакопления и диагенетических процессов в кембрийских разрезах Западного Ньюфаундленда, северо-западной Шотландии и центральной части Восточной Гренландии».

Значение сообщаемых авторами результатов изучения разрезов кембрийского упомянутых трех регионов для развиваемой в книге идеи об однородности состава и общей структуры коры Земли под материками и океанами совершенно несомненно.

Аналогичную корреляцию раннепалеозойских (кембрийских) мелководных фаун, обладающих известковистой раковинной (моллюски, брахиоподы), проводит для Австралии и Северной Америки К. Тайхерт (Teichert, 1953), подчеркивая черты поразительного сходства этих фаун на Североамериканском и Австралийском континентах. Это существенно подкрепляет наши предположения о наличии на месте Атлантического и Тихого океанов «островов-мостов», служивших в раннем палеозое путями миграции упомянутых групп беспозвоночных, и присутствию на дне этих океанов под тонким плащом осадков и потоков неогеновых и четвертичных лав осадочных, магматических и метаморфических пород различного возраста (от докембрийских до третичных включительно).

Недавно Р. А. Купер и Е. К. Драк (Cooper, Drac, 1975) впервые описали мелководные известняки нижнего ордовика с тремадокскими и ареннигскими брахиоподами и трилобитами на горе Патриарх в Новой Зеландии. Эта находка интересна для палеогеографических реконструкций и интерпретации состава земной коры под Тихим океаном.

Геофизические аргументы — структура коры Атлантики

В предисловии к более ранней работе автора (Пронин, 1973б) отмечалось, что из учтенных нами 605 станций глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), пройденных в океанах, в 410 станциях, т. е. в 69.5%

от их общего числа, зафиксированы слои, в которых скорость распространения продольных сейсмических волн такая же, как в «гранитном» слое коры континентов, т. е. от 5.5 до 6.5 км/с. Некоторые геофизики для устранения этого нежелательного явления вынуждены называть такие сло и ненаучным термином «надбазальтовый», если такой слой расположен неглубоко от поверхности океанического дна, или приписывать «гранитные» скорости «базальтовому» слою.

Представление о существовании двух основных типов земной коры настолько прочно вошло в сознание подавляющего большинства геологов и геофизиков, в особенности последних, что они слой со скоростями распространения продольных волн 5.5—6.5 км/с в континентальной коре, ни минуты не задумываясь, выделили бы как «гранитный»; слой с теми же скоростями, но под дном океана они относят к гипотетическому «надбазальтовому» или приписывают эти скорости «базальтовому» слою.

Ниже мы со ссылкой на первоисточники покажем, что и в океанах в земной коре на профилях ГСЗ выделяются слои со скоростями 5.5—6.5 км/с, и в этом именно мы усматриваем геофизическое обоснование однородности коры Земли на всей ее поверхности.

В Карибском море, на участке расположения трога Кайман, К. О. Боуин (Bowin, 1968) в меридиональном профиле глубинного сейсмического зондирования длиной 800 км (15—22° с. ш.—80° з. д.) установил следующие скоростные сейсмические слои: слой I со скоростями 1.95, 2.0, 1.8, 2.1, 1.95 км/с, слой II со скоростями 5.5, 5.2, 5.4, 4.9 км/с и слой III со скоростями 6.2, 6.4, 6.8, 6.5, 6.6 км/с.

В Мексиканском заливе Дж. Антуан и Дж. Юинг (Antoine, Ewing, 1963) в слоях IV и V определили скорости 5.1 и 5.8 км/с.

Е. Боссард и Д. Дж. Макфорлан (Bosshard, Macforlane, 1970), характеризуя структуру земной коры западной части Канарских островов, отмечают, что морские гравитационные и сейсмические исследования методом преломленных волн проводились в 1965, 1967 и 1968 гг. в западной части Канарских островов. Глубина до мантии в западной части Пальма—Иерро составляет 12 км, к югу от Гомера—Тенерифе — 13.9 км, к северу от Тенерифе—Гран-Канария — 15 км и 21, 22 км в области континентального шельфа. Толщина коры около 5 км под Канарским хребтом указывает на изостатическую компенсацию островной группы. Кора под Иерро, Пальма, Гомера и Тенерифе близка к океанической, в то время как Гран-Канария лежит в промежуточной зоне — между океанической и континентальной корой. В итоге делается вывод, что острова не являются частью Африканского континента, а представляют собой независимые вулканические образования, излившиеся вдоль разломной зоны северо-восточного—юго-западного направления.

Б. П. Дэш и Ф. Боссард (Dash, Bosshard, 1968) также изучали земную кору вокруг Канарских островов. На с. 249 они пишут: «Исследования методом преломленных волн были проведены на площади вокруг Канарских островов, между параллелями 28°55' и 27°44' с. ш. и меридианами 15°00' и 18°13' з. д., в течение экспедиции судна „Метеор“ в 1967 г. с целью изучения земной коры. Результаты показывают, что острова расположены в пределах площади, где кора относится к океаническому типу». Вместе с тем на 4 линиях в структуре коры авторы выделяют слои со скоростями, свойственными «гранитному» слою коры континентов. Конкретно данные представляются в следующем виде.

Линия А: 15°00' з. д.—28°53' с. ш. и 15°55' з. д.—29°03' с. ш., скорость продольных волн — 6.10 км/с, мощность слоя меньше 3.3 км, глубина до слоя — 8.17—11.47 км.

Линия В: 18°13' з. д.—27°39' с. ш. и 18°08' з. д.—28°25' с. ш., скорость продольных волн — 5.66—6.45 км/с, мощность слоя 3.17 и 2.20 км, глубина до слоя — 5.88—11.25 км.

Линия С: (координаты не указаны), скорость продольных волн — 5.66—6.45 км/с, мощность слоя 1.10—2.75 км, глубина до слоя — 7.58—11.43 км.

Линия D: 11°20' з. д.—27°50' с. ш. и 16°34' з. д.—27°44' с. ш., скорость продольных волн 6.15 км/с, мощность слоя 1.12 км, глубина до слоя — 8.17—9.30 км.

Если бы перечисленные скорости были установлены на континенте, то они наверняка были бы приписаны «гранитному» слою.

Р. С. Дитц и У. П. Спролл (Dietz, Sproll, 1970), напротив, рассматривают восточную часть Канарских островов как микроконтинент, отделившийся от Африки при дрейфе Северной Америки. Свои наблюдения на с. 1043 они описывают так: «Дэш и Боссард докладывали на основании сейсмических профилей, что пять западных островов Канарского архипелага расположены на нормальной океанической коре. С другой стороны, острова Лансароте, Фуэртевентура и банка Консепшен (составляющие восточную группу), очевидно, покоятся на континентальной или сиалической коре». Они показывают, что разлом располагается параллельно о. Фуэртевентура, восточнее которого осадки на дне океана достигают мощности 6 км.

Роте и Шминке (Rothe, Schminke, 1968) высказывали эту мысль раньше, отмечая (р. 1152), что «западные острова представляют типичные вулканические конусы и построены от выходного канала на дне океана. В противоположность этому осадочные слои в восточной группе показывают резко выраженное сходство с континентом Африки. Мы рассматриваем здесь независимые критерии, подтверждающие эту интерпретацию. Рассматривая наше предрифтовое замыкание северной части Атлантического океана, мы находим, что блок Лансароте—Фуэртевентура—Консепшен-банка может быть легко интерпретирован как сиалический микроконтинент (т. е. отделившийся сиалический фрагмент), который после небольшого изменения простираения при скользящем переходе заполнит резко выступающий пробел в сочленяемости Африка—Северная Америка».

М. Юингом с соавторами (Ewing et al., 1954) описаны результаты наблюдений на 6 глубоководных станциях сейсмического зондирования методом преломленных волн, расположенных в Северо-Американском бассейне к югу и к северо-западу от Бермудских островов. Наблюдения проводились до максимальных удалений порядка 100—110 км. Для количественной интерпретации в основном использовались преломленные волны. По данным наблюдений отмечены три преломляющих горизонта: 1) слой осадочных отложений G_1 мощностью 0.5—2.0 км, слагающий дно океана, со скоростью 1.8 км/с; 2) промежуточный слой G_2 мощностью 2.3—6.0 км со скоростью в среднем 6.43 км/с; этот слой идентифицируется со слоем РУ, отмеченным, по данным сейсмологии, на континенте; 3) нижний слой G_3 со средней скоростью 7.89 км/с. Слой идентифицируется со слоем Рп, отмеченным на континенте ниже границы Мохоровичича.

С. Катц и М. Юинг (Katz, Ewing, 1956) произвели сейсмические исследования методом преломленных волн в бассейне к западу от Бермудских островов. Результаты их наблюдений сводятся к следующему. Под материком мощность коры около 35 км, скорости продольных волн 6—7 км/с. По направлению к морю верхний слой коры со скоростями 6.0—6.3 км/с выклинивается. Сейсмозондирование в глубоком океане дает среднюю мощность осадков 1.3 км, а под ними находится слой 5.1 км со скоростями до 7.1 км/с. В районе Бермудских островов скорости в коре снижаются до 5.6—6.5 км/с; появляется слой уплотненных осадков со скоростью около 4.5 км/с.

Е. Т. Бэнс и А. Д. Фалквист (Bunce, Fahlquist, 1962) производили геофизические исследования в жёлобе Пуэрто-Рико и внешнем хребте. Составлен сейсмический профиль между 18°30' и 23°00' с. ш. и приблизи-

тельно 66°30' з. д. На южном склоне жёлоба выделены слои со скоростями: I (осадки) — 1.92, 2.69, 1.76, 2.20 и 3.30 км/с, под жёлобом — 1.80, 2.90, 2.0 и 3.38 км/с, под внешним хребтом — 2.1 и 2.2 км/с, под бассейном Нарес — 2.6 км/с; II (плотные осадки и фундамент) соответственно на южном склоне жёлоба — 4.84 и 4.6 км/с, под внешним хребтом и бассейном Нарес — 5.1, 5.4, 5.1 км/с; III (граниты и базальты) — 6.60, 5.7, 5.7, 6.3, 6.5, 6.6 км/с; IV (базальты) — 6.9, 7.4, 8.0, 8.3, 7.7, 7.9 км/с. Подошва третьего слоя располагается на глубинах от 11.0 км на севере до 16 км на юге и имеет холмистый характер.

Е. Т. Бэнс с соавторами (Bunce et al., 1964) провели наблюдения методом преломленных волн на континентальном шельфе к западу от Британских островов. В заключении они пишут (р. 3853): «Три коротких (28 км) раверсивных, с замером методом преломленных волн в оба конца, профиля и один длинный (125 км) были пройдены на континентальном шельфе западнее Британии в 1960 г. Результаты представлены в двух структурных разрезах. Короткие профили показали слои молодых пород и современных осадков со скоростью распространения продольных волн от 1.66 до 2.99 км/с, что отражает относительно мощную (1.5 до 2 км) толщу палеозойских пород и метаморфических пород фундамента. Рельеф поверхности фундамента не отражен в этих перекрывающих слоях. Длинный профиль показывает мощную толщу со скоростью продольных волн 6.1 км/с, перекрывающую породы со скоростью распространения волн около 7.7 км/с на глубинах 26 и 15 км на южном и северном концах профиля соответственно. Это должно быть интерпретировано скорее как средний слой, нежели мантия, нормально определяемая скоростью 8.0 км/с или больше».

Дж. Б. Хирси (Hersey, 1966) провел морские геофизические исследования в Вест-Индии. В сейсмическом профиле через Венесуэльский бассейн и северный склон жёлоба Пуэрто-Рико выделяется слой со скоростями распространения продольных волн 6.0, 6.5, 6.3, 6.2, 5.7 и 6.3 км/с, не имеющий четких границ сверху и снизу. Выше располагается слой со скоростями 5.4, 5.4, 5.2, 5.2, 4.8, 5.4, 4.8 и 5.7 км/с, а внизу — слой со скоростями 6.5, 6.6, 7.0 и 6.9 км/с. Четкие границы между слоями отсутствуют. Первый из трех упомянутых слоев, который обладает «гранитными» скоростями, имеет мощность 5—7 км.

Р. Е. Хоутц и Дж. И. Юинг (Houtz, Ewing, 1963) описывают сейсмические профили в западной части Северной Атлантики. Условно, так как скорости продольных волн имеют большой разброс конкретных числовых значений, они выделяют три слоя: осадки, фундамент и мантия. Перечислим числовые значения скоростей для каждого из трех слоев, опустив координаты станций замеров. 1 — слой осадков: 2.3, 1.95, 1.83, 1.80, 1.96, 1.72, 1.93, 1.98, 1.92, 1.55, 1.55, 1.60, 1.64, 1.65, 1.61, 1.67, 1.79, 1.64, 1.80 и 1.67 км/с; 2 — фундамент («баземент»): 5.16, 4.91, 4.93, 5.05, 5.23, 5.20, 4.62, 5.07, 4.73, 4.54, 5.01, 5.37, 4.97, 4.82, 5.35, 4.99, 5.69, 5.30, 5.38, 4.65 и 4.84 км/с; 3 — мантия: 8.01, 8.08, 8.04, 7.94, 8.06, 8.19 и 8.19 км/с. Обращают на себя внимание большие отклонения от общепринятого стандарта скоростей, свойственных «гранитному» и «базальтовому» слоям.

Дж. Юинг и М. Юинг (Ewing, Ewing, 1959) производили измерения методом преломленных волн в Атлантическом океане, Средиземном море, на Срединно-Атлантическом хребте и в Норвежском море. Результаты своих наблюдений они описывают так (р. 291): «Сейсмические измерения методом преломленных волн в западном бассейне северной части Атлантического океана показывают, что средняя мощность осадков составляет здесь 0.5—1.0 км, осадки характеризуются низкой сейсмической скоростью; затем следуют океанические породы коры мощностью 4—6 км, в которых скорость продольных волн около 6.5 км/с. Имеются данные глубинных (поддонных) отражателей и поперечных волн, что во многих

местах прослеживается слой со скоростями 4.5—5.5 км/с и мощностью 1—2 км между низкоскоростными осадками и слоем со скоростью 6.5 км/с, хотя это обычно обнаруживается методом рефракции. Эти слои подстилаются мантией, которая имеет среднюю сейсмическую скорость, близкую к 8 км/с. Измерения в восточном бассейне показывают близкую структуру коры, но скорость под разделом коры и мантии, очевидно, ниже (7.7—7.8 км/с). Измерения в Средиземном море показывают только слой, в котором средняя скорость около 4.5 км/с. На Срединно-Атлантическом хребте осадки подстилаются двумя преломляющимися слоями со средней скоростью 5.6 и 7.9 км/с соответственно. Результаты показывают, что хребет построен из базальтовой магмы, поднимавшейся вдоль трещинной зоны растяжения. Предположительно растягивающие усилия и снабжение базальтовой магмой происходит за счет конвекционных токов в глубине мантии. Измерения в Норвежском и Гренландском морях дали результаты, очень близкие к тем, которые были получены на Срединно-Атлантическом хребте. Судя по протяженности пояса активной сейсмичности, можно предположить, что структура хребта продолжается через Норвежское и Гренландское моря в Арктический океан.

Р. М. Деменицкая и В. Д. Дибнер (Demenitskaya, Dibner, 1966) исследовали морфоструктуру и земную кору Северо-Атлантического региона; они характеризуют ее следующим образом (р. 63): «Петрологические исследования (М. Поляков) пород, поднятых драгированием экспедициями института ПИНРО (Литвин и др.), обнаружили в двух местах обнажения метаморфических комплексов внутри рифтовой зоны, которые образуют основание (фундамент) хребта Мон.

Исландия расположена на пересечении Баффин-Британского силла и рифтовой зоны срединно-океанического хребта, и это особенно важно в истории земной коры».

М. Н. Хилл и А. С. Лофтон (Hill, Laughton, 1952) предполагают, что в глубоководной области Атлантического океана обнаруживаются следы горообразовательных движений. Более подробно они говорят об этом так (р. 348): «Непосредственно под водной толщей лежит неконсолидированный слой мощностью от 0 до 2.8 км. . . Характер изменений мощности осадочного слоя в глубоководной части Восточной Атлантики и приближенные данные о топографии участков дна океана дают возможность предполагать, что в глубоководной области имели место горообразовательные процессы примерно тех же масштабов, что и в континентальной области. Скорость распространения продольных волн в первом слое под осадочной толщей типична для базальтовых пород; гранитный слой можно считать отсутствующим. Для трех пунктов определена глубина основания базальтовой толщи, отождествляемой авторами с границей Мохоровичича в соответствии со значением скорости продольных волн в следующем слое. Эта глубина колеблется от 8.8 до 13.2 км и увеличивается по направлению к континентальному склону».

Тектонике дна восточной части Атлантического океана посвящена и работа Н. А. Остенко (Ostenso, 1968), который пишет (р. 107): «1) Взброс главной фазы каледонской орогении северо-восточной Гренландии распространяется в глубину по крайней мере на 3 км и протягивается по дну океана на 85 км. 2) Зона разлома о. Ян-Майен, которая разделяет Срединно-Атлантический хребет, распространяется на Гренландию около 72° с. ш. 3) Каледонский складчатый пояс можно коррелировать между Восточной Гренландией и Северной Британией».

Характеризуя рельеф дна Атлантического океана, А. В. Ильин (1967, с. 916) выделяет в земной коре под ним, в 12 пунктах, сейсмические слои со скоростями, характерными для «гранитного» слоя коры континентов. Пункт № 5: глубина океана 5.34 км, скорость распространения продольных волн $V_p=6.21$ км/с; пункт № 7: глубина океана 0.36 км, мощность слоя 4.32 км, $V_p=5.83$ км/с; пункт № 8: глубина 0.38 км, мощность

Таблица 18

Результаты сейсмического зондирования на шельфе Аргентины

Номер станции	Координаты		Скорости в «гранитном» слое, км/с	Скорости в фундаменте (?), км/с
1	45°52' ю. ш.	66°57' з. д.	6.02	
2	45 59	65 38.5	5.85	
3	45 57	64 58	5.86	
4	45 57	63 34.5	5.56	
5	42 16'	61 38'	6.36	
6	43 0.25'	61 42	6.20	
7	44 05.5	61 40	6.16	
8	44 39.5	61 36	6.24	
9	45 35.5	61 48	6.46	
10	45 50'	61 52	6.09	
11	46 11	62 17	6.03	
12	46 48	62 47.5'	6.14	
13	47 51	63 40'	6.09	
14	47 51	63 40	6.18	
15	48 33	64 16	6.00	
16	48 33	64 16	6.05	
17	49 39.5'	65 11	6.05	
18	50 08'	65 39	5.88	
19	50 55	66 25.5'	5.88	
20	50 55	66 25'	5.78	
21	51 29	66 59	5.66	
22	52 38	60 54	5.39	
23	53 40	60 46	5.95	
24	55 26	66 48.5'	5.87	
25	55 26	66 48.5	6.00	
26	53 50	66 07.5	6.05	
27	52 32.5'	66 33'	5.82	
28	52 15.5	66 04.5'	6.14	
29	52 43.5	63 00'	6.12	6.57
30	52 49'	60 00	5.91	
31	52 46.5'	59 35.5'	5.83	
32	51 41'	68 47'	6.09	
33	51 51	68 34	6.13	
34	52 10.5'	68 17	5.80	
35	52 23'	67 43	6.08	
36	52 36.5'	68 24	5.83	
37	52 50'	67 52	5.70	
38	53 15.4'	68 22.4'	6.13	
39	53 09'	68 13.3	5.69	
40	53 09	68 16.3	6.27	
41	53 07	68 07'	6.09	
42	53 16.5'	67 45	5.28	
43	53 32.5	67 28	6.03	
44	54 55.5	65 54	5.56	
45	54 55.5	65 54	6.18	10.39
46	54 55.5	65 54	5.84	10.39
47	55 45.5	66 26	6.04	
48	52 00'	67 35	5.77	
49	51 45	67 02	5.85	
50	51 23	66 05	6.10	
51	51 23	65 06	6.17	
52	51 14	63 51	6.42	
53	50 53	62 39	5.84	
54	50 38.5'	61 40	5.41	
55	49 02'	58 45	5.26 (6.61)	4.48
56	48 49	59 19	5.88	
57	48 33	60 03	5.78	
58	48 14.5'	60 55.5'	5.71	
59	48 08'	61 17'	5.69	
60	47 12.5'	61 25'	5.90	
61	46 45'	61 28	5.48	
62	46 00	61 08	5.68	5.78

Таблица 18 (продолжение)

Номер станции	Координаты		Скорости в «гранитном» слое, км/с	Скорости в фундаменте (?), км/с
63	46°04	61°47	5.96	
64	46 06	62 23	5.71	
65	45 46	62 20	5.82	
66	45 00	62 11	5.59	
67	44 31.5'	62 05	6.22	
68	43 42'	62 43	6.12	
69	43 29	62 51	5.65	

2.87 км, $V_p=5.6$ км/с; пункт № 13: глубина 1.3 км, мощность 3.8 км, $V_p=6.28$ км/с; пункт № 14: глубина 0.92 км, мощность ?, $V_p=6.26$ км/с; пункт № 16: глубина и мощность не установлены; пункт № 17: глубина и мощность не установлены; пункт № 18: глубина и мощность не установлены, $V_p=6.14$ км/с; пункт № 19: глубина 1.0 км, мощность 2.84 км, $V_p=5.71$ км/с; пункт № 20: глубина 3.46 км, мощность не установлена, $V_p=6.10$ км/с; пункт № 21: глубина 1.0 км, мощность не установлена, $V_p=5.83$ км/с; пункт № 22: глубина 6.2 км, мощность 1.7 км, $V_p=5.33$ км/с.

В. В. Орленок (1968), описывая сейсмическую структуру земной коры северной части Атлантического океана, выделяет загадочный «надбазальтовый» слой, который по положению в разрезе коры занимает место «гранитного» слоя, но для которого автор не приводит ни одного конкретного значения скорости распространения продольных волн.

У. Дж. Людвиг с соавторами (Ludwig et al., 1968) произвели сейсмические измерения на 69 станциях континентального побережья Аргентины, на 68 станциях был установлен слой со скоростями распространения продольных волн, свойственными «гранитному» слою коры континентов. Конкретные данные этих исследований представлены в табл. 18.

Те же исследователи, но несколько раньше (в 1965 г.) установили сейсмический разрез коры в Магеллановом проливе. По 22 профилям отраженных волн установлены слои: А — 1.78—2.52 км/с (четвертичные—плейстоцен), В — 2.83—2.0 (миоцен—эоцен), С — 3.24—3.51 (мел); D — 4.02—4.59 (мел—юра); Е — 5.18—5.87 (фундамент). Между Саво-Сопо во второй Тесине и на полуострове Брекнок установлен субфундамент со скоростью распространения волн 6.7 км/с. Скорость на границе Мохо определена в 7.95 км/с. Мощность коры в Саво-Сопо — 29.6 км, а на полуострове Брекнок — 34.8 км.

Геохимические аргументы — изотопный состав радиоактивных компонентов в лавах Атлантического океана

Если принимать как объективную реальность существование двух главных типов земной коры — континентального и океанического, — то неизбежно возникает необходимость ответить на вопрос: какой из этих двух типов коры считать первичным по времени образования и какой вторичным с учетом количественного (кларкового) состава элементов в том и другом типах коры. По отношению к кремнекислоте такой элементарный подсчет был произведен выше, в главе III книги, и показал реальность взаимоперехода одного типа коры в другой.

Аналогичная проблема возникает и в отношении источника калия. По данным Р. А. Дэли (1936), в дуните содержится всего лишь 0.04% K_2O , в верлите и перидотите — 0.57%, в лерцолите — 0.21%, в плато-

базальте — 0.69%, «во всех базальтах» (Дэли, 1936) — 1.52%, в риолитах, по тем же данным, — 4.46%, в гранитах — 4.11%, в кварцевых порфирах — 4.56%, в сиенитах — 4.49%, в комендитах — 4.53%, в гранодиоритах — 2.75%, в пантеллеритах — 4.17%. Если за основу принять содержание K_2O «во всех базальтах» (Дэли, 1936), которые, вероятно, наиболее соответствуют составу океанической коры, то из какого источника получаются около 70% молекул (1.52% в базальтах и 4.11% в гранитах) K_2O при превращении океанической коры в континентальную или, наоборот, куда исчезает такое же количество K_2O при смене континентальной коры океанической?

Без количественного анализа атомно-молекулярной структуры вещества пород, образующих все типы земной коры, нельзя трансформировать один тип коры в другой, что, к сожалению, иногда допускается отдельными геологами и геофизиками, в особенности в так называемой переходной от континента к океану зоне. Выше уже отмечалось, что в этой зоне (рис. 18) обычно на стыке континентальной и океанической коры некоторый промежуток на схематических профилях заполнен знаками вопроса, что свидетельствует о нерешенности или принципиальной неразрешимости проблемы перехода континентального типа коры в океаническую вообще. С нашей точки зрения, эта проблема не будет разрешена до тех пор, пока на основе количественной геохимии не будет признано, что кора Земли по своей общей структуре однородна на всей поверхности планеты, а толщина водного слоя в океанах и морях исчезающе мала по сравнению со средней длиной земного радиуса для того, чтобы оказать влияние на состав атомно-молекулярной структуры вещества периферической зоны планеты на десятки, если не на сотни километров в глубь земного шара. Не может привести к этому и слишком слабая концентрация солей в воде океанов, выражающаяся в среднем величиной 35%. Едва ли такая концентрация в состоянии изменить не только вещественный состав коры, но и, как склонны думать некоторые зарубежные исследователи, верхней мантии Земли. Другие причины двухтипности коры едва ли могут быть указаны. При любом варианте решения проблемы взаимоперехода одного типа земной коры в другой мы неизбежно будем встречаться с непреодолимыми трудностями при сведении баланса атомов и ионов целого ряда элементов.

Основная задача настоящего раздела главы — обсуждение проблемы изотопного состава некоторых радиоактивных элементов, таких как свинец, стронций, калий, рубидий, и отношений изотопов этих элементов в базальтовых и другого состава неоген-четвертичных лавах океанического дна и океанических островов.

Суть проблемы состоит в том, что лавы — по геологическому возрасту молодые, а отношения изотопов упомянутых элементов в них свидетельствуют о значительно более древнем возрасте минералов, содержащих изотопы радиоактивных элементов, при этом в каждом конкретном случае отношения изотопов будут иметь неодинаковые числовые значения.

Признание существования особого типа океанической земной коры мешает, как нам кажется, найти правильный путь к решению изотопной проблемы в океанах.

По характеру подхода к решению проблемы изотопных отношений среди исследователей выделяются две группы; представители первой склонны усматривать различную степень обогащенности молодых лав радиогенными изотопами, в основном свинца и стронция, неоднородности химического состава верхней мантии, где локализируются источники вулканических лав; представители второй пытаются объяснить разную степень обогащения лав изотопами свинца и стронция ассимиляцией их лавами при пересечении подводными каналами вулканов древнего сиалического фундамента («гранитного» слоя), расположенного на некоторой

глубине под тонкой оболочкой лавовых потоков и покровов, которые устилают местами поверхность дна океанов, или ассимиляцией их из толщи пелагических осадков.

Конкретная разработка проблемы изотопов свинца и стронция и их отношений применительно к условиям Атлантического океана содержится в статье П. У. Гаста и соавторов (Gast et al., 1964). На с. 1187—1190 авторы пишут: «Изотопный состав свинца и стронция был определен в серии образцов с двух островов на Срединно-Атлантическом хребте. Как внутри островов, так и между ними существуют вариации в степени обогащенности лав радиогенными изотопами обоих элементов. Свинец из базальта о. Вознесения имеет отношение свинец-206/свинец-204=19.5, тогда как соответствующее отношение на о. Гоф равно только 18.4. Отношение свинец-208/свинец-204 с обоих островов не различается. Наоборот, стронций из базальта о. Вознесения менее радиогенный, чем из базальта о. Гоф. Трахиты с обоих островов имеют свинец и стронций, которые более радиогенны, чем обнаруженные в базальтах. Различие между островами показывает существование региональных вариаций в уран-свинец- и рубидий-стронций-отношениях в источниках этих пород, расположенных в верхней мантии; следовательно, изотопный состав — это средство для исследования химической гетерогенности мантии. Свинец из пород о. Вознесения является значительно более радиогенным, чем свинец с о. Гоф. Отношение свинец-206/свинец-204 для всех этих образцов явилось причиной отклонения от геохроны и дало отрицательную модель, превышающую 600 млн лет. Вариации в местоположении отчасти меньше, чем это наблюдалось для пород с о. Гоф, однако наиболее высокое отношение свинец-206/свинец-204 снова ассоциирует с трахитом. Обе разновидности свинца ранее считались аномальными. Они являются относительно обычными в континентальных районах; разновидности, близкие подобным, наблюдались на о. Вознесения, а также на горе Безувий и в Нью-Мексико. Отношение изотопов стронция для образцов с обоих островов дает изображение, противоположное общей вариации индекса на рис. 4. Вариации могли возрасти двумя путями: 1) примешиванием поверхностного или корового свинца и стронция в первичную магму; 2) химической и последующей изотопной неоднородностью источника магмы, комбинированного с магмой, формировавшей механизмы, которые способствовали сохранению этих неоднородностей. Некоторые механизмы могли бы быть предложены.

Гипотеза контаминации магмы может быть вполне приемлема для магмы, которая пересекает десятки километров континентальной коры, так как высокое содержание радиогенного свинца и стронция свойственно многим породам коры. Однако нет достаточно богатых источников радиогенных свинца и стронция, пригодных для океанических регионов (здесь авторы снова оказались не в состоянии преодолеть традицию — признание особого — океанического — типа коры, — А. П.). Изотопный состав свинца в пелагических осадках был исследован Шоу и Паттерсоном. Их данные для Атлантического океана приведены на фиг. 2. Это графическое сравнение показывает, что ни между островами, ни внутри обоих островов вариации отношений изотопов свинца не могут быть объяснены смешиванием пелагического и магматического свинца. Только различия между образцом G-3 и другими образцами с о. Гоф могут быть легко объяснены смешиванием некоторого количества пелагического свинца со свинцом магматическим. Эта возможность ограничивается при сравнении отношения свинца-206 к свинцу-204 для трахитов G-19D и 2716 с таковыми, определенными в образцах свинца из пелагических осадков. Отношение свинца-208 и свинца-204 для образцов трахита выше, чем некоторых из них, определенных для осадков или марганцевых стяжений в Атлантическом океане, поэтому отношения изотопов свинца не совмещаются с гипотезой контаминации магмы.

Лессинг и Катанцаро пришли к заключению, что различия в отношении стронций-87/стронций-86 в гавайских трахитах — результат ассимиляции осадочного материала трахитовой магмой. Если изотопный состав стронция рассмотрен независимо от других факторов, это объяснение в равной мере обосновано для различий, устанавливаемых в этом исследовании. Отношение стронций-87/стронций-86, равное 0.720 ± 0.003 , было определено для отдельных образцов безкарбонатных красных глин Атлантического океана ($27^{\circ}17'$ с. ш., $62^{\circ}07'$ з. д.). Если стронций этого изотопного состава смешан с магматическим стронцием (отношение стронций-87/стронций-86 равно 0.703) с целью извлечения стронция, близкого по изотопному составу к стронцию, содержащемуся в обр. 2796, то одна четверть стронция этого образца должна быть пелагического происхождения. Однако из-за низкого содержания стронция в этой породе (20%) и в связи с относительной обогащенностью стронцием пелагических осадков (от 200 до 400%) пропорция (по весу) осадков к магме, обусловленная изменением изотопного состава, меньше, чем 1 часть осадка к 25 частям первоначальной магмы. Трудно исключить (не допустить возможности) такое количество контаминации на химической или минералогической основе. Так как более высокое содержание стронция установлено в основных породах, количество осадка, который должен способствовать увеличению отношения стронция-87 к стронцию-86, очень существенно. Увеличение на 0.002 в отношении стронция-87 к стронцию-86 требует увеличения веса осадка на 10—20%. Такое количество контаминации находится несколько в несоответствии с формой химического и минералогического состава пород. Поэтому межкостровные вариации отношения стронций-87/стронций-86, вероятно, не могут быть объяснены смешиванием пелагических осадков с первичной магмой, если даже пренебречь изотопным составом свинца. Мы приняли, что не существует более древних кристаллических пород ни в окрестностях о. Вознесения, ни поблизости от о. Гоф. Однако Дэли в его описании включений в некоторых потоках лав и в туфах предполагает, что эти включения являются обломками древних гранитоидных пород. Основываясь на более осторожных наблюдениях, Тилли пришел к заключению, что эти включения являются интрузивными эквивалентами кислых экструзивных пород. Если гипотеза Дэли, относящаяся к происхождению этих включений, верна, в частности если древние образования имеют радиологический возраст несколько сотен миллионов лет, тогда существует и источник радиогенных как стронция, так и свинца, тесно связанных с вулканическими породами о. Вознесения. Однако даже при наличии такого источника радиогенных стронция и свинца трудно придумать объяснение наблюдаемому изотопному составу. В частности, трудно усмотреть, как изотопный состав свинца в базальтах (обр. 2765 и 2745) мог подвергнуться воздействию без одновременного изменения химического состава и изотопного состава стронция. Поэтому возможно, что смешивание поверхностного материала с родоначальной магмой можно объяснить, в частности, высокой обогащенностью стронцием-87 и стронцием-86 трахитов. Однако межкостровные вариации и большие различия в обогащенности изотопами свинца не соответствуют такому механизму».

Автор настоящей работы на основании всей совокупности изложенных данных по Атлантическому океану, включая и материалы о неравномерных отношениях изотопов свинца и стронция в молодых базальтовых и иного состава лавах, считает наиболее правильным путем подхода к обсуждаемой проблеме изотопов предположить наличие в океанах сиалического слоя — эквивалента «гранитного» слоя коры материков, пересекая который каналы, подводющие базальтовую магму к эруптивным аппаратам островных и подводных вулканов, в различной степени насыщают ее различными изотопами свинца и стронция за счет тех же изотопов, содержащихся в упомянутом сиалическом слое, и определяют тем

самым конкретные значения отношения радиогенных свинца, рубидия и стронция.

Третьим объектом в Атлантическом океане (кроме о-вов Гоф и Вознесения), где проводились исследования отношений изотопов рубидия и стронция, является о. Исландия, расположенный, по мнению многих геологов и геофизиков, так же как и о-ва Гоф и Вознесения, в пределах Срединно-Атлантического хребта. Проводившие изучение изотопных отношений рубидия и стронция, а также стронция-87 к стронцию-86 Дж. С. Мурбат и Г. П. Л. Уолкер (Moorbath, Walker, 1965) так излагают результаты своих исследований (р. 837—841): «Пределы изменения в первоначальном отношении стронция-87 к стронцию-86 базальтовых пород (в частности, океанических площадей) показывают, что источники питания базальтов относительно гомогенны в числовых значениях отношения рубидия к стронцию. Среднее отношение рубидия к стронцию в сиалической коре значительно выше, чем в источниках питания базальтов. На этом основании Фор и Харлей показали, что имеется достаточная обогащенность стронцием-87, происходящая за счет радиоактивного распада рубидия-87 в коровом материале, используя отношение стронция-87 к стронцию-86 в магматических породах во время их кристаллизации как критерий происхождения материала. Поэтому первоначальное отношение стронция-87 к стронцию-86 магматических пород сформировалось при переплавлении или в результате контаминации материалом древней коры; можно ожидать, что оно будет более высоким, чем в магматических породах, сформированных в итоге дифференциации базальтовой магмы. Изучение отношений изотопов стронция в этой статье проведено для небольшого, но представительного материала из основных и кислых пород от третичного до современного возраста из нескольких местонахождений в Исландии.

Типы пород включают габбро, базальт, основной и кислый туф, андезит, обсидиан и гранофир. Большая часть образцов была отобрана Уолкером, а часть — из интрузий Слауфрудал А. Е. Бисуиком.

Исландия обладает многими особенностями, которые представляют совершенно особый интерес, не меньший, чем ее положение на гребне Срединно-Атлантического хребта, так же как и большая близость между основными и кислыми породами. Проблема происхождения кислых пород представляет определенный интерес. Кармишель в исследовании по кристаллизации полевых шпатов в вулканическом кислом расплаве считает таковыми исландские риолиты и обсидианы, которые принадлежат к классу производных фракционирования толеитовой магмы. С другой стороны, Уолкер утверждает, что такие большие количества кислой и средней магмы, очевидно, не способна произвести путем кристаллического фракционирования базальтовая магма и что сиалическая кора была более вероятным их источником. Современные сейсмические работы, произведенные в Западной Исландии Тригвассоном и Батом, однако, не установили слоя, который можно было бы считать сиалем,* и прямых указаний на наличие сиалической коры под Исландией не имеется, но возможно, что изобилие кислого материала в вулканах центрального типа и является доказательством ее существования.

Кислые породы шести образцов из гранофирового штока Слауфрудал (№ 19—24) Восточной Исландии представляют особый интерес. Шток Слауфрудал состоит только из кислых пород. Определение возраста породы калий-аргоновым методом в целом показало возраст 6.5 ± 1 млн лет. Даже если допустить для калиевого полевого шпата как вероятную потерю аргона максимум 20%, это определит возраст штока как позднетретичный. Не-

* Тригвассон и Бат выделяли в Исландии под покровом платобазальтов слой пород со скоростью распространения продольных волн 6.2 км/с.

ожиданно молодой возраст объясняет, почему отношение стронция-87 к стронцию-86 всегда лежит в пределах ошибок эксперимента, несмотря на то что шесть образцов дают значения от 0.4 до 2.3 млн лет. Изотопы стронция в сумме доказывают, что эти относительно небольшие по объему кислые породы Исландии, так много изучавшиеся, являются конечными дериватами из того же источника, что и основные породы — из верхней мантии. Кислые породы были сформированы либо путем фракционной дифференциации, либо некоторыми процессами частичного плавления основных пород. Возможно, что они были образованы полным переплавлением древней сиалической коры под Исландией с некоторым средним отношением рубидия к стронцию, которая обладала исключительными изотопными данными. Если такая кора существует. . . , то она или не вносила заметных количеств материала в состав кислых пород, или она не древнее 100 млн лет. Ясно, что необходимо производить исследования по изотопной геологии в бóльших объемах в породах Исландии. Однако если бы не нашлось таких кислых пород, которые содержали бы большие количества стронция-87 по сравнению с базальтом, это предусматривало бы более прочное доказательство отсутствия древней сиалической коры под Исландией. Наличие или отсутствие такой коры имело бы важное значение для реконструкции северных земель перед гипотетическим континентальным дрейфом. Как принято в современных интерпретациях результатов изотопных исследований, предполагается некий механизм, посредством которого сравнительно большие объемы кислой магмы могли аккумулироваться дериватами тех же самых источников, какие производят базальтовую магму, или самой базальтовой магмой. . . Интересно, что среднее значение отношения стронция-87 к стронцию-86 для пород Северо-Атлантической третичной магматической провинции. Среднее значение отношения стронция, равное 0.7058 ± 0.0010 , определено для основных пород о. Скай северо-западной Шотландии, в то время как соответствующее значение для основных пород интрузии Скаегаард равно 0.7065 ± 0.002 . . . Несмотря даже на различный инструментарий, все еще имеет место заметное различие (около 0.002—0.003) между исландскими результатами и результатами, полученными для о. Скай и Восточной Гренландии. Различие отношения стронция-87 к стронцию-86, согласно предыдущим исследованиям, для океанических базальтов в целом слегка ниже и меньше, чем для континентальных базальтов. Хидж и Уолтхолл подсчитали, что для океанических базальтов среднее значение равно 0.703, тогда как для двух образцов современных базальтов Исландии подсчитанное ими отношение равно 0.7025. Значения для континентальных основных вулканических пород, очевидно, лежат между 0.702 и 0.710. . . Интересно отметить, что Фор и Харлей подсчитали отдельные отношения стронция-87 к стронцию-86 для современных оливковых базальтов, равные 0.7101 ± 0.0004 (из случайных местонахождений в Исландии). Эти авторы ревизовали все свои первоначально опубликованные значения отношения стронция-87 к стронцию-86, уменьшив их приблизительно на 0.003, но в каждом случае разделив и приблизив значение к таковому третичного базальта Брейдаллур».

Работы Гаста, Тилтона и Хиджа по о-вам Гоф и Вознесения и статья Мурбата и Уелка по Исландии были опубликованы: первая — в 1964 г., вторая — в 1965 г. Интенсивные геологические исследования последующих лет принесли много новых данных по этим островам, и в особенности по Исландии. В частности, стало известно, что в лавах и туфах вулканов Исландии содержатся ксенолиты разнообразных по составу (Sigurdsson, 1968) магматических, осадочных и метаморфических пород, в том числе и гранитов. Это резко повысило степень вероятности того, что отношения изотопов стронция и свинца в вулканических породах о-вов Исландия, Вознесения и Гоф, занимающих близкую позицию в пределах Срединно-

Атлантического хребта, определяются различной степенью обогащения изотопами упомянутых элементов сиалического (гранито-гнейсового) слоя под дном океана и островами при пересечении его каналами вулканов. Как отмечалось выше, С. Тораринссон (Thorarinsson, 1967) вполне уверенно пишет о присутствии такого слоя под Исландией.

Таким образом, вся совокупность изложенных выше данных по Атлантическому океану подтверждает предположение о том, что на некоторой глубине под тонкой и неповсеместной по площади оболочкой молодых базальтовых и иных по составу лав или под более мощной толщей осадочных пород располагается сиалический слой — полный аналог «гранитного» слоя коры континентов, который и питает лавы изотопами свинца и стронция и определяет конкретные числовые значения отношений между ними.

Поиски некоторых строго точных и постоянных числовых отношений изотопов этих элементов в мантии (что объясняется ее химической гетерогенностью под ограниченными участками дна океана) диктуются, с нашей точки зрения, только представлением о существовании особого океанического типа коры Земли. В заключительной части работы будет показано, к каким совершенно невероятным историко-геологическим выводам приводит признание существования особого океанического типа земной коры.

Северный Ледовитый океан

Северный Ледовитый океан является одним из наиболее благоприятных объектов для подтверждения развиваемой в книге идеи об однородности по составу и общей структуре земной коры на всей поверхности планеты.

Прямые геологические указания — докембрийские и раннепалеозойские породы островов океана

Остров Медвежий. О. Холтедал (Holtedal, 1919) пишет о том, что породы древнего палеозоя и карбона залегают на острове горизонтально, что видно в клиффе южного конца острова. Такой характер залегания свидетельствует, по-видимому, о том, что здесь мы имеем дело с палеозойским платформенным чехлом, под которым есть основание предполагать докембрийский фундамент.

Посетивший остров О. Норденшельд (Nordenskjold, 1923) сообщает о геологии острова следующие данные (р. 24): «Южная горная возвышенность частью состоит из раздробленных обломков силурийской горной цепи, которая на самых высоких вершинах острова горы Лузериберг покрыта более молодыми девонскими и карбоновыми отложениями. Однако в верхней части разреза горизонтально залегают триасовые отложения. . .

Вся северная часть острова представляется покрытой скалистыми слабо покатыми равнинами, которые срезают однообразно дислоцированные девонские и различные по возрасту карбоновые отложения».

В самое последнее время А. А. Красильщиков и Ю. Я. Лившиц (1974) рассмотрели тектоническое строение и историю формирования современной структуры о. Медвежьего, о которой в резюме статьи (с. 39) они пишут так: «Описано четыре разновозрастных структурно-формационных комплекса (структурных тектонических ярусов, — А. II.) — позднедокембрийский, ордовикский, позднедевонский — каменноугольный, пермско-триасовый. Сделан вывод об отсутствии на о. Медвежьем каледонских складчатых сооружений и показано его положение в общей структуре Баренцевоморского шельфа». Отсутствие складок свидетельствует, по-видимому, о том, что выделяемые в разрезе четыре структурных яруса принадлежат чехлу древней платформы.

Архипелаг Шпицберген. Описанию геологии архипелага Шпицберген посвящены многие работы; указания на наличие под архипелагом докембрийского фундамента имеются лишь в пяти: О. Холтедала (Holtedal, 1914), К. К. Демочкидова и Н. П. Лазаренко (1960), В. Б. Харланда (1964), А. А. Красильщикова и соавторов (1964) и А. А. Красильщикова (1965).

Автор первой работы выделяет в разрезе Западного Шпицбергена следующие породы: архейские, серии Гекла-Гук позднего докембрия и кембрия, девонские, карбоновые, пермские, триасовые, юрские и неокеновые, третичные и четвертичные.

К. К. Демочкидов и Н. П. Лазаренко между кембрием (верхней Гекла-Гук) и поздним докембрием (средней Гекла-Гук) устанавливают перерыв осадконакопления с конгломератами в основании свиты Конлейль в юго-западной части о. Западный Шпицберген.

В. Б. Харланд (1964) в Новой Фрисландии (79°40' с. ш., 16°40' в. д.) отмечает поднятие земной коры на границе средней и верхней формаций группы Гекла-Гук, т. е. между поздним докембрием и кембрием.

А. А. Красильщиков с соавторами (1964) калий-аргоновым методом определили радиологический возраст некоторых гранитоидных пород и гнейсов северной части архипелага (12 образцов) и Северо-Восточной Земли (12 образцов). Пределы колебаний возраста — от 537 до 355 млн лет, т. е. каледонские.

А. А. Красильщиков (1965) предполагает, что архипелаг представляет собой орогенную эпикаледонскую структуру с реликтами на крайнем северо-востоке эпипермской платформы и омоложенным в каледонском цикле гнейсовым фундаментом. Радиологический возраст пород варьирует от 355 млн лет (граница D₁ и D₂) до 455 млн лет (средний ордовик). Широкое распространение пород серии Гекла-Гук говорит, однако, об омоложении пород по радиологическому возрасту.

Это соображение подтверждают и авторы другой работы — Э. Дж. Гамильтон и К. С. Сандфорд (Hamilton, Sandford, 1964), которые произвели определение радиологического возраста пород Северо-Восточной Земли рубидий-стронциевым методом, при этом были получены следующие числовые значения возраста пород (млн лет):

Минерал и порода	Возраст, млн лет
Биотит с Isispynten из гнейса	411±7
Биотит из того же гнейса	358±8
Биотит с Duvefjorden	374±6
Биотит с Isispynten	415±10
Мусковит из гранит-аплита северного Isispynten	378±7
Мусковит из гранит-пегматита северного Isispynten	373±10
Полевой шпат из гранит-пегматита о. Нордкап	537±31
Биотит из Rijndalen, сланцы	618±11
Мусковит из той же долины, сланцы	636±20
Порода (сланцы) в целом из той же долины	581±19

В конце 60-х годов тектонику архипелага Шпицберген описали В. Н. Соколов с соавторами (1968); в резюме статьи (с. 65) они пишут следующее: «В пределах Шпицбергена выделяются геосинклинальный, постгеосинклинальный и платформенный структурные комплексы. Они отвечают основным этапам тектонического развития архипелага и разделены на структурные ярусы и подъярусы.

Формирование геосинклинального структурного комплекса было завершено в главную фазу каледонского тектогенеза, проявившегося на всей территории архипелага. Это выразилось в „омоложении“ фундамента предполагаемой древней платформы, выступающего в северо-восточной

части Северо-Восточной Земли. Постгеосинклинальный структурный комплекс локализован в пределах меридионального грабена, окончательно оформившегося на месте наложенной впадины в позднедевонское время.

Начиная с раннекаменноугольного времени Шпицберген представляет собой эпикаледонскую подвижную платформу с гетерогенным основанием. В альпийское время происходили лишь глыбовые перемещения земной коры. В формировании структур Шпицбергена важнейшую роль играли длительно развивавшиеся субмеридиональные разломы додевонского заложения, контролировавшие бассейны седиментации. Их влияние наиболее сильно проявилось в девонское и палеоген-неогеновое время».

Архипелаг Северная Земля. Б. Х. Егиазаров (1962, с. 734) в заключительной части своей статьи так характеризует геологическую обстановку на островах архипелага: «Необходимо указать на общие черты верхнепротерозойского метаморфического и магматического комплексов Северной Земли и Таймыра. Они заключаются в идентичности литолого-петрографического состава метаморфических толщ примерно одинакового характера и степени метаморфизма и аналогичном положении в общем стратиграфическом разрезе докембрийских образований рассматриваемых регионов. Магматические проявления в северной части Таймыро-Североземельской части складчатой области характеризуются излиянием эффузивов, которыми закончился позднепротерозойский цикл седиментации, а также внедрением гиабиссальных интрузий основного и кислого состава. Все это вместе взятое, в совокупности с общим характером тектонических структур, свидетельствует о генетической связи Северной Земли и Таймырского п-ова, входивших в единую докембрийскую геосинклинальную зону».

Архипелаг Северная Земля — самый восточный в ряде островных групп, под которыми развиты протерозойские породы, свидетельствующие в пользу однородности земной коры под ними и под материками. Что касается других многочисленных островов, по количеству которых Северный Ледовитый океан стоит на первом месте после Тихого, то также с достаточной уверенностью можно говорить, что они располагаются на коре континентального типа, которая распространена под всей акваторией океана. Именно поэтому Северный Ледовитый океан может быть назван наиболее представительным примером, подтверждающим идею, развиваемую в этой книге, об отсутствии принципиальных различий в общей тектонической структуре земной коры под континентами и океанами, исключая непринципиальные, второстепенные, неоднородности.

Мы не рассматриваем здесь Гренландию, так как она является скорее целым континентом, а не островом, а по структуре земной коры представляет часть Канадского щита, сложенную раннедокембрийскими породами и отделенную от основной площади щита морем Баффина и Девисовым проливом. Однако две работы по некоторым вопросам геологии Гренландии заслуживают быть упомянутыми. Это работа О. Ларсена (Larsen, 1966) — о калий-аргоновом возрасте гранитов и гнейсов фундамента и работа Дж. Дж. Фаветта и соавторов (Faweett et al., 1966) — о геологической экспедиции в район распространения третичных базальтов в окрестностях зал. Скорсби.

Первый автор приводит следующие значения возраста гранитоидов и гнейсов (млн лет): 2610, 2520, 2300 ± 300 , 1830, 1780, 1810, 1770, 1760, 1730, 1720, 1700, 1690, 1640, 1610, 1620, 1600, 1490, 1330, 1275, 1150, 1160.

Авторы второй работы описывают третичные базальты так (р. 603): «Базальтовые потоки внутри острова фактически горизонтальны, но наклонены на $7-8^\circ$ к побережью, где они слегка деформированы. Несмотря на пологое падение, разрезы в разных районах не коррелируются. Мощность потоков изменяется от 20 до 300 футов. Изредка встречаются тонкие прослои агломератов и туфов. Внутри потоков выделяются: ниж-

няя зона пузыристых (амигдалоидных) базальтов, внутренняя зона плотных базальтов и внешняя, верхняя, зона пузыристых базальтов».

Эти базальты несомненно представляют собой фрагменты более обширного базальтового плато Туле, часть которого погружена на дно Атлантического океана, где сейсмическим зондированием фиксируется как второй или третий скоростной сейсмический слой океанической земной коры.

Косвенные показатели — результаты глубинного сейсмического зондирования коры в океане

Косвенные признаки однородности земной коры под океанами и континентами по Северному Ледовитому океану относятся только к данным глубинного сейсмического зондирования, которые указывают на наличие в коре Северного Ледовитого океана «гранитного» слоя. Так, например, Дж. Оливер с соавторами (1959), изучив структуру земной коры арктических областей Канады по волнам L_g , пишет (с. 84): «К континентальным структурам, покрытым водой, относятся Канадский Арктический архипелаг, части Баффинова залива и Девисова пролива, Баренцево море, Берингов пролив и мелководные части Берингова и Гренландского морей. К неоконтинентальным — море Бофорта, Норвежское море и глубоководные части Берингова и Норвежского морей».

Г. У. Зандер и А. Овертон (Sander, Overton, 1965) проводили глубинное сейсмическое зондирование методом отраженных волн в Канадском Арктическом архипелаге. По трем сейсмическим профилям в пределах площади $74-80^\circ$ с. ш. и $92-104^\circ$ з. д. выделены следующие «скоростные» слои земной коры (сверху): I — 2.6, II — 4.0, III — мезозой — 4.5, IV — пермь и пенсильваний — 5.2, V — домиссисипский комплекс (фундамент) — 6.0, VI — «гранитный» слой — 6.0, VII — «базальтовый» слой — 7.3, верхняя мантия — 8.2 км/с. Мощность коры определена в 38 км.

А. Р. Милн (Milne, 1966) в море Бофорта выделяет слои: I — со скоростью распространения продольных волн 2.40, II — 4.40, III — 7.47 км/с; мощность I слоя (км) — 2.5, II — 9, III — без подошвы.

Р. М. Деменицкая и Ю. Г. Киселев (1968) характеризуют особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований и сообщают о нем следующие сведения (с. 41). В пределах всей изученной части хребта Ломоносова отчетливо выделяется двухъярусное строение осадочных комплексов пород. Мощность первого (верхнего) структурного этажа изменяется от 100—200 до 1000 м и представляет собой чехол рыхлых отложений, характеризующихся скоростями 1.8—2.0 км/с. Ниже в разрезе залегают породы второго структурного этажа, скорость по кровле которого изменяется от 3.5 до 5.1 км/с. Породы второго структурного этажа подстилаются породами кристаллического фундамента, характеризующимися скоростями 5.7—6.1 км/с. Хребет может быть отнесен к особому типу горных сооружений типа эпициатформенного орогенного пояса, возникшего в Арктическом бассейне на границе двух кратонов — западного, характеризующегося в настоящее время океаническим типом земной коры, и восточного, где процесс «океанизации» не захватил полностью всю земную кору.

В 1969 г. Р. М. Деменицкая и А. М. Карасик (1969, с. 902) занимались проблемой генезиса Северного Ледовитого океана; они рассмотрели «две гипотезы генезиса европейской части Северного Ледовитого океана — гипотезу погружения континента и переработки континентальной коры в океаническую и гипотезу разрастания океанического дна с образованием срединного хребта. В последнем варианте путем подбора модели

источников магнитного поля вычислена скорость разрастания этой части океана, которая оказалась неравномерной, но в среднем составляла 1.0—1.5 см/г. Это позволило оценить возраст бассейна в 200—250 млн лет. Хребет Ломоносова в этом варианте представляется как континентальная и частично погруженная структура, отторгнутая от шельфа Евразии и в настоящее время представленная субконтинентальной корой».

Те же соображения по проблеме генезиса Северного Ледовитого океана высказывают Р. М. Деменицкая и А. М. Карасик в статье 1971 г.

Приведенные по Северному Ледовитому океану как геологические, так и сейсмические данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что общая структура земной коры под ним не отличается от коры окружающих его континентов.

Индийский океан

Геологические данные по Индийскому океану, которые свидетельствовали бы об однородности состава и общей структуры земной коры под континентами и океанами, в сущности довольно скудны.

Прямые указания на наличие в коре под океаном докембрийских и раннепалеозойских пород

Прямым и вполне надежным указанием на существование докембрийского фундамента, сложенного гранитами и гнейсами и покрытого, так же как и на дне океанов, тонким чехлом кайнозойских вулканических пород (базальты, оливинные долериты), является Сейшельская банка с расположенными на ней островами. Всего в группе 34 острова общей площадью 245 км², разбросанных на пространстве около 31 000 км².

Особенно интересна Сейшельская банка, с нашей точки зрения, тем, что она может в миниатюре служить моделью дна всех океанов, где под тонким чехлом базальтов располагается различной мощности «гранитный» слой.

Дж. А. Миллер и Дж. Д. Муди (Miller, Mudie, 1961) приводят следующие калий-аргоновые значения возраста ее гранитоидных пород (по породе в целом): серый гранит — 536 ± 23 , 534 ± 23 , 495 ± 22 , 501 ± 22 , 519 ± 9 млн лет; розовый гранит — 497 ± 22 , 507 ± 23 , 511 ± 10 млн лет; биотит из розового гранита (метод изотопного разбавления) показывает 654 ± 17 млн лет.

Б. Г. Бэйкер и Дж. А. Миллер (Baker, Miller, 1963) наряду с анализом древних гранитоидов докембрийского и раннепалеозойского возраста определили также калий-аргоновый возраст различных пород Сейшельских островов по отдельным минералам. Результаты определений представлены в табл. 19.

До настоящего времени остается нерешенным вопрос, выдвинутый еще в начале нашего века Э. Филиппи (Philippi, 1908), являются ли острова архипелага Кергелен, включая о. Герд, континентальными, обладающими древним (докембрийским или палеозойским) фундаментом, или океаническими, состоящими из потоков и покровов кайнозойских лав и туфов.

В пользу континентального происхождения архипелага говорят следующие факты.

1. Наличие под кайнозойским базальтовым покровом слюдистого диорита и доломита древнего облика. На поверхности островов обнаружены обломки фельзитового порфира, лабрадорового порфирита, кремнистых и голубовато-зеленых сланцев, которые, по мнению Э. Филиппи, наиболее вероятно происходят из туфобрекчий. На о. Герд в базальтовых лавах Э. Филиппи наблюдал также блоки гранитов и гнейсов.

Таблица 19

Радиологический возраст пород Сейшельских островов

Порода	Минерал	Возраст, млн лет
Роговообманковый гранит, о. Маэ	Роговая обманка	532±46
	То же	580±50
Роговообманковый аляскит, о. Маэ	Порода в целом	647±55
	Роговая обманка	549±48
Базальт дайки, о. Маэ Эпидиорит Метабазальт Сиенит	Порода в целом	645±55
	То же	550±48
	» »	566±49
	Измененный пироксен	34±7
	» »	62±12
Оливиновый долерит	» »	43±8
	Порода в целом	52±10
	» »	48±9

2. Присутствие в осадочных толщах, между потоками третичных лав, зоценовых окремнелых остатков корней и стволов *Cupressinoxylon antarcticum* и *Dadoxylon kerguelense* — растений, по мнению А. Н. Криштофовича (1957, с. 552), субтропического типа, а также бурых углей. Накопление последних не могло происходить на склонах вулканических конусов и требовало наличия широких заболоченных пространств.

3. В пользу существования под архипелагом Кергелен гранитного цоколя говорит и существование на п-ове Ралье-дю-Бати крупного граносиенитового массива, описанного Ж. Нуже (Nougier, 1967) и упомянутого нами в главе I (рис. 5).

В 1974 г. Н. Д. Уоткинс с соавторами (Watkins et al., 1974) вновь рассмотрели вопрос о природе архипелага Кергелен и пришли к выводу, что собственно о. Кергелен поднялся над уровнем океана в позднем олигоцене или раннем миоцене и переместился в современное местонахождение в результате миграции в юго-западном направлении от юго-восточной ветви системы индийских срединноокеанических хребтов. Тем не менее в заключительной части статьи (р. 211) авторы пишут: «Предпочитаемая нами интерпретация, однако, не может целиком исключить возможность наличия ниже хребта Кергелен микроконтинентального фрагмента. Если он существует, то на поверхности острова его признаки проявились в минимальной степени». Таким образом, вопрос о происхождении о. Кергелен и всего архипелага Кергелен, насчитывающего, кроме главного острова, еще около 400 мелких островов, распространенных на площади приблизительно 5000 км², и на сегодня остается нерешенным; возможно, что разгадку генетической природы архипелага следует искать не на главном о. Кергелен, а на этих мелких островах — сателлитах.

Р. Шлих и др. (Schlich et al., 1972), проводившие глубинное сейсмическое зондирование на флангах плато Кергелен методом отраженных волн, пришли к выводу, что плато скорее имеет черты микроконтинента, чем особенности океанического характера. Эти черты структуры земной коры плато Кергелен сближают его с другими сходными плато в океанах, такими как Сейшельское, Роколл, Исландия и др.

М. Юинг с соавторами (Ewing et al., 1972) на основе анализа профиля сейсмического зондирования методом отраженных волн, проходящего через плато Кергелен, пришли к выводу, что под плато развиты древние консолидированные осадочные породы.

Косвенные признаки — результаты глубинного сейсмического зондирования на островах и на дне океана

К категории косвенных признаков единообразия земной коры под континентами и океанами относятся присутствие ксенолитов в лавах и туфах вулканов на островах океана, а также снос терригенных материалов со стороны современных океанических акваторий в седиментационные бассейны, расположенные на океанических побережьях двух материков.

Дж. Л. Тальбот с соавторами (Talbot et al., 1963) описали ксенолиты и ксенокристы ультраосновных пород в лавах архипелага Кергелен.

Наличие ксенолитов песчаников в лавах Коморского архипелага отмечают М. Ф. Г. Флауэр и Д. Ф. Стронг (Flower, Strong, 1969) и делают из этого следующий вывод (р. 47): «Включения осадочных пород в базальтовых лавах Коморского архипелага в западной части Индийского океана являются прямыми доказательствами того, что эта часть Индийского океана подстилается не океанической корой. Это подтверждает гипотезу Дикси (1956), что Мозамбикский канал (пролив, — А. П.) имеет геосинклинальную природу, и внушает мысль, что Мадагаскар занимал то же положение по отношению к Африке с позднего карбона, а возможно даже с докембрия. В свете этого тектоника западной части Индийского океана объясняется гипотезой растекания дна (спрединга) неудовлетворительно».

В 1970 г. Дж. Иссон с соавторами писали (Esson et al., 1970, p. 549) о том, что «лерцолитовые и габбровые стяжения (в лавах, — А. П.) местами изобилуют на каждом острове, в то время как ксенолиты песчаников и кварцитов найдены на трех самых западных островах».

О сносе терригенного материала со стороны Индийского океана во внутренние районы полуострова Индостан и на восточное побережье Африки сообщалось в более ранней работе автора (Пронин, 1973б), однако в ней не рассматривалась статья С. М. Кассиапа и Г. А. Кидвея (Casshyap, Qidway, 1971), в которой говорится (р. 135): «Разрез нижней Гондваны (в большей части пермский) угленосного района долина Пенч Центральной Индии включает три формации (снизу): Тальчир, состоящую из диамиктилитов, песчаников и сланцев, Баракар — главным образом комплекс угленосных песчаников и Матур, представляющую преимущественно разрез песчаников и аргиллитов. Изучение палеопотоков этих формаций основывается на измерении размеров валунов и падении косо́й слоистости песчаников».

Анализ материала показал, что транспорт осадков во время отложения формации нижней Гондваны стойко удерживался в этом районе в юго-восточном—северо-западном направлении. Анализ азимутов падения косо́й слоистости осадков формаций Баракар и Матур в бассейне долины Пенч подтверждает извилистое направление течения с промежуточными значениями азимутов падения, показывающими, что различия были небольшими для потоков, которые отлагали пески формации Баракар, но значительными для тех, в которых отлагались осадки формации Матур. Прежние представления о пересекающейся сети потоков, принимая во внимание их недавний меандрирующий характер, подтверждаются литологией и типами слоистости этих двух формаций».

Данные глубинного сейсмического зондирования, полученные в Индийском океане, также, по нашему мнению, подтверждают предположение об однотипности общей структуры земной коры на всей поверхности планеты.

В результате сейсмического зондирования методом преломленных волн, проведенного Т. Ф. Гаскеллом и Дж. К. Суаллоу (Gaskell, Swallow, 1953) в Индийском океане и Средиземном море, на Сейшельских островах под 30-метровым слоем коралловых рифов установлен «гранитный» слой тол-

пиной больше 24 км, в котором скорость продольных волн возрастает от 5.51 до 6.0 км/с.

В Индийском океане, по данным 5 станций наблюдения, расположенных к юго-западу от о. Суматра и к юго-востоку от о. Шри Ланка (Цейлон), в области глубин 3—5.2 км, зафиксирован слой неуплотненных осадков толщиной 0.2—0.8 км (в одном случае 1.8 км) со скоростью распространения продольных волн в среднем 2.1 км/с. Под этим слоем везде, кроме станции, расположенной на глубине 5.2 км, устанавливается верхний слой мощностью 1.4—2.1 км, характеризующийся скоростями волн от 4.2 до 5.0 км/с, в свою очередь подстилаемый слоем, в котором скорость сейсмических волн изменяется от 5.9 до 6.56 км/с. В наиболее глубокой станции этот нижний слой со скоростью 6.56 км/с начинается сразу же под маломощным слоем осадков, на глубине 0.46—0.76 км от поверхности дна океана. Таким образом, на этом участке дна Индийского океана (8° с. ш., 95°31' в. д.) тип строения земной коры сходен с тем, который характерен для плоских глубоководных участков впадин Тихого океана.

Сейсмоакустические исследования в районе Яванского глубоководного жёлоба проводились В. М. Ковылиным (1961б); при этом под дном океана были зарегистрированы 4—6 устойчивых отражающих горизонта. Рассчитаны средние скорости продольных волн для каждого отражающего горизонта и построен условный «скоростной» разрез коры. Непосредственно под поверхностью дна залегают неуплотненные осадки мощностью 50—80 м, имеющие скорость распространения волн 1.6—1.7 км/с. Далее следует слой (300—1400 м) слабоконсолидированных осадков со скоростью волн 2.5 км/с. Ниже располагается слой литифицированных осадков или вулканогенных пород со скоростью распространения волн 4.0 км/с, которому соответствуют наиболее интенсивные отражения. Последний из изученных слоев имеет мощность около 1000 м и скорость волн приблизительно 5.6 км/с; сложен он предположительно вулканогенными породами, хотя имеет «гранитную» скорость. Общая мощность изученных слоев изменяется в зависимости от рельефа дна от 0.4 км на вершинах подводных поднятий до 2.5 км на дне Балтийской впадины. Характер подводного рельефа в районе Яванской островной дуги способствует перераспределению масс осадочного материала и накоплению максимальных мощностей осадков в тектонических желобах, которые, по-видимому, представляют собой современные геосинклинали.

В другой работе (Непрочнов и др., 1964) изложены результаты сейсмических исследований строения земной коры в Индийском океане по трем профилям.

Профиль I-B — юг Аравийской котловины между двумя подводными возвышенностями. Глубина океана в среднем 4.5 км. Осадочный слой мощностью 1.0 км. Ниже лежат «базальтовые» породы с граничной скоростью распространения продольных волн 6.4 км/с, свойственной «гранитному» слою коры материков.

Профиль II-B — западная часть Индийско-Австралийской котловины с глубинами от 4.1 до 5.1 км. Здесь зафиксированы: 1) осадочный слой 0.3—0.5 км со скоростью волн приблизительно 2.0 км/с; 2) «базальтовый» слой 6.5 ± 1.5 км с граничной скоростью волн 6.4 км/с, также присущей «гранитному» слою материков; 3) подкорковый слой со скоростью распространения волн 8.0 км/с.

Профиль III-B — юго-западный склон Яванского глубоководного жёлоба. Глубина океана 6.2 км. Здесь обнаружены: 1) неуплотненные осадки — 0.2—0.5 км, скорость продольных волн в них 2.0 км/с; 2) вулканические породы и литифицированные осадки со скоростью волн 5.5 км/с; 3) «базальтовый» слой со скоростью волн 7.2 км/с.

В том же году Д. Девис и Т. Дж. Г. Френсис (Devies, Francis, 1964) изучали структуру земной коры под Сейшельскими островами. Они пишут (р. 921): «Сейшелы, будучи сложенными докембрийскими гранитами,

являются аномальными среди океанических островов. Сейсмические исследования показали, что мощность гранитного слоя под центральной группой островов равна 13 км. Глубина до мантии около 33 км, а кора имеет континентальный характер и расчленяется на слои (глубина воды — 0.5 км, скорость распространения продольных волн — 1.54 км/с): I — мощностью 0.3 км, скорость продольных волн 2.0 и 3.5 км/с; II — мощностью 3.3 км, скорость волн 5.72 км/с; III — мощностью 9.4 км, скорость волн 6.26 км/с (слои II и III в совокупности, судя по скоростям, можно считать эквивалентом «гранитного» слоя); IV — мощностью 18.9 км, скорость волн 6.78 км/с; V — мантия со скоростью волн 8.1 км/с.

В 1966 г. Т. Дж. Г. Френсис и Г. К. Шор (Francis, Shor, 1966) опубликовали результаты сейсмических исследований методом преломленных волн северо-западной части Индийского океана. На профиле от Сейшельских островов до архипелага Чагос во втором и третьем «скоростных» слоях установлены следующие скорости распространения продольных волн, близкие к «гранитным»: 1) $8^{\circ}17'$ с. ш., $70^{\circ}35'$ в. д., глубина — 3.29 км, скорость — 5.40 км/с; 2) $1^{\circ}41'$ ю. ш., $73^{\circ}06'$ в. д., 2.59 км — 6.13 км/с; 3) $5^{\circ}21'$ ю. ш., $75^{\circ}05'$ в. д., 5.0 км — 6.69 км/с; 4) $5^{\circ}23'$ ю. ш., $72^{\circ}25'$ в. д., 0.94 км — 3.01 и 4.7 км/с; 5) $5^{\circ}40'$ ю. ш., $70^{\circ}17'$ в. д., 3.92 км — 6.31 км/с; 6) $5^{\circ}52'$ ю. ш., $66^{\circ}36'$ в. д., 4.36 км — 6.88 км/с; 7) $5^{\circ}33'$ ю. ш., $63^{\circ}44'$ в. д., 4.32 км — 5.02 км/с; 8) $5^{\circ}27'$ ю. ш., $60^{\circ}02'$ в. д., 4.09 км — 5.79 км/с; 9) $5^{\circ}25'$ ю. ш., $59^{\circ}13'$ в. д., 4.32 км — 5.02 км/с; 10) $5^{\circ}27'$ ю. ш., $60^{\circ}02'$ в. д., 4.09 км — 5.79 км/с; 11) $5^{\circ}25'$ ю. ш., $59^{\circ}13'$ в. д., 4.00 км — 5.41 км/с; 12) $5^{\circ}20'$ ю. ш., $58^{\circ}29'$ в. д., 3.95 км — 4.48 км/с; 13) $9^{\circ}58'$ ю. ш., $57^{\circ}07'$ в. д., 4.03 км — 3.39 и 5.95 км/с; 14) $10^{\circ}20'$ ю. ш., $58^{\circ}30'$ в. д., 4.46 км — 5.48 и 6.03 км/с; 15) $10^{\circ}29'$ ю. ш., $59^{\circ}23'$ в. д., 2.84 км — 5.50 и 6.03 км/с.

Г. Петер с соавторами (Peter et al., 1966) проводили геофизические работы в Андоманском море и поперек Андаманско-Никобарской островной дуги; о результатах этих работ они сообщают следующее (р. 498): «В Андаманском море производились морские комплексные работы: магнитные, гравиметрические, батиметрические измерения, определение величины теплового потока, опробование донных осадков, сейсмические исследования методом отраженных волн на профилях; все эти исследования явились составной частью работ Международной экспедиции в Индийский океан. Полученные данные свидетельствуют о продолжении структур Баризанского хребта северной Суматры в Андаманское море севернее параллели 10° с. ш. Предварительно установленная межостровная впадина наблюдалась между внешней островной дугой, состоящей из осадочных пород, и внутренним магматическим поясом большой первичной дуги, которая образует западную границу Андаманского моря. Континентальная мощность коры установлена под островной платформой, состоящей из осадочных пород».

Для определения общей сейсмической слоистости земной коры сейсмические исследования в Индийском океане проводили Ю. П. Непрочнов, И. Н. Ельников и Б. В. Холопов (1967). Результаты исследований они характеризуют так (с. 430): «В сводном годографе по профилям: V (Андаманское море и Бенгальский залив) отмечены слои со скоростями продольных волн 3.8 и 6.4 км/с; в профиле XIV (Восточно-Индийский хребет) — 4.5, 5.5, 6.5 и 8.0 км/с; в профиле X (Маскаренская котловина) — 5.5, 6.5, 7.0 и 8.2 км/с. Таким образом, «гранитные» скорости на определенных интервалах свойственны всем основным структурам океанического дна Индийского океана».

В том же году общую сейсмическую слоистую структуру в южной части Индийского океана с выделением скоростных слоев, близких к «гранитному» слою коры континентов, описали Т. Дж. Г. Френсис и Р. У. Райт (Francis, Raitt, 1967): ст. 31, координаты (широта всюду южная, долгота восточная) $24^{\circ}34'$ и $57^{\circ}27'$, глубина океана 4.91 км, слой мощностью 4.7 км

со скоростью продольных волн 5.0 км/с, мощность коры 9.6 км; ст. 32, 26°56' и 58°10', глубина океана 5.49 км, слой мощностью 5.4 км со скоростью 5.48 км/с, мощность коры 10.9 км; ст. 33, 31°21' и 61°52', глубина океана 4.33 км, слой мощностью 5.6 км со скоростью волн 6.24 км/с, мощность коры 9.9 км; ст. 34, 32°55' и 62°26', глубина океана 4.79 км, слой мощностью 6.2 км со скоростью 5.62 км/с, мощность коры 11.0 км; ст. 35, 33°16' и 61°43', глубина океана 4.23 км, слой мощностью 5.6 км, скорость в нем не определена, мощность коры 10.4 км; ст. 36, 49°45' и 63°58', глубина 4.99 км, слой мощностью 5.8 км со скоростью волн 5.46 км/с; ст. 37, 36°51' и 73°40', глубина океана 4.04 км, слой мощностью 4.4 км со скоростью 5.0 км/с, мощность коры 9.4 км; ст. 38, 36°51' и 76°23', глубина океана 3.20 км, слой мощностью 4.0 км со скоростью волн 4.43 км/с, мощность коры 8.0 км; ст. 39, 37°15' и 78°31', глубина океана 1.90 км, слой мощностью 3.9 км со скоростью 4.52 км/с, мощность коры 7.1 км; ст. 40, 37°56' и 87°39', глубина океана 3.75 км, слой мощностью 8.5 км со скоростью 4.57 км/с, мощность коры 10.4 км; ст. 41, 33°48' и 96°01', глубина океана 4.33 км, слой мощностью 8.2 км со скоростью 6.57 км/с, мощность коры 11.9 км; ст. 42, 32°02' и 98°51', глубина океана 1.97 км, слой мощностью 21.6 км со скоростью 4.80 км/с, мощность коры 23.6 км; ст. 42, 32°02' и 98°51', глубина океана 1.97 км, слой мощностью 18.3 км со скоростью 4.7 км/с, мощность коры 20.5 км; ст. 44, 32°45' и 102°45', глубина океана 4.85 км, слой мощностью 7.7 км со скоростью 5.0 км/с, мощность коры 12.5 км; ст. 46, 34°11' и 105°55', глубина океана 5.57 км, слой мощностью 6.9 км со скоростью 5.98 км/с, мощность коры 12.4 км; ст. 47, 32°50' и 108°41', глубина океана 5.35 км, слой мощностью 4.7 км со скоростью 4.66 км/с, мощность коры 10.0 км; ст. 49, 29°42' и 111°31', глубина океана 5.35 км, слой мощностью 6.0 км со скоростью 4.98 км/с, мощность коры 11.3 км; ст. 50, 25°03' и 104°12', глубина океана 5.10 км, слой мощностью 6.2 км со скоростью 4.86 км/с, мощность коры 10.0 км; ст. 51, 20°43' и 97°12', глубина океана 5.74 км, слой мощностью 6.2 км со скоростью 4.78 км/с, мощность коры 12.0 км; ст. 52, 16°25' и 89°19', глубина океана 5.73 км, слой мощностью 4.2 км со скоростью 4.80 км/с, мощность коры 10 км; ст. 55, 13°09' и 93°13', глубина океана 5.22 км, слой мощностью 7.5 км со скоростью 5.09 км/с, мощность коры 12.7 км; ст. 56, 13°50' и 115°15', глубина океана 5.95 км, слой мощностью 2.8 или 14.8 км со скоростью 5.37 км/с, мощность коры 8.7 или 20.7 км; ст. 57, 14°57' и 108°09', глубина океана 5.59 км, слой мощностью 6.1 км со скоростью 5.38 км/с, мощность коры 11.6 км; ст. 58, 13°47' и 115°33', глубина океана 5.68 км, слой мощностью 9.0 км со скоростью 5.18 км/с, мощность коры 14.7 км; ст. 59, 13°31' и 118°20', глубина океана 5.69 км, слой мощностью 8.4 км со скоростью 4.89 км/с, мощность коры 14.1 км.

Приведенные по Индийскому океану данные о скоростной сейсмической слоистости земной коры под ним позволяют сделать некоторые выводы.

С одной стороны, в коре выделяются слои со скоростями, свойственными на континентах «гранитному» слою, т. е. 5.5—6.5 км/с. Если подходить без предвзятого мнения о «базальтовом» составе океанической коры, то необходимо заключить, что под океанами имеется более или менее мощный и распространенный локально «гранитный» слой, по упругим свойствам эквивалентный «гранитному» слою материков.

С другой стороны, в коре Индийского океана выделяются слои разной мощности со скоростями от 4.0 до 5.0 км/с, которые свойственны консолидированным осадочным и туфогенным породам. Так как такие слои местами имеют значительные мощности, то мы, по-видимому, вправе предполагать наличие в океане довольно мощных консолидированных толщ осадочных пород различных возрастов, местами типа платформенного чехла, а местами, вероятно, более мощных — геосинклинального характера.

Эти обстоятельства, вместе взятые, позволяют считать земную кору под Индийским океаном состоящей местами из довольно мощных толщ прочно сцементированных пород различного литологического состава (скорости продольных волн в них от 4 до 5 км/с), местами покрывающих гранитоидные или метаморфические породы большей плотности и упругости (скорость в них 5.5—6.5 км/с).

Данные об отношениях изотопов свинца и стронция в кайнозойских базальтовых и другого состава лавах и туфах на островах и на дне Индийского океана в литературе не встречены.

Тихий океан

Косвенные свидетельства наличия под океанами «гранитного» слоя — сиалические породы в ксенолитах и конгломератах на островах

Материалы о наличии «гранитного» слоя, полученные путем определения радиологического возраста гранитов и метаморфических

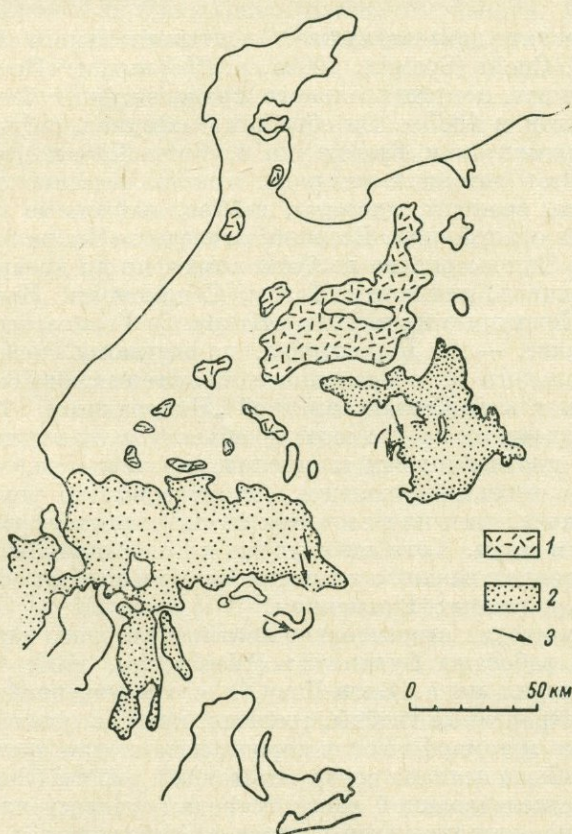


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Центральной Японии, показывающая распространение пород метаморфического комплекса Хида и палеозойской группы Мино (Shibata et al., 1971).

1 — метаморфический комплекс Хида; 2 — палеозойская группа Мино; 3 — направление палеопотоков, переносивших валунный материал метаморфических пород.

пород пояса Хида в Японии, весьма скудны. Этот пояс метаморфических пород, прорываемых гранитами, в южной части п-ова Ното (рис. 25) переходит в дно Японского моря. Результаты определения возраста

пород приводит Т. Нозава (Nozawa, 1968). Он так характеризует полученные данные (р. 450): «На гистограмме изотопных возрастов гранитов и метаморфических пород метаморфического пояса Хида, определенных рубидий-стронциевым и ураново-свинцовым методами, а гранитов — калий-аргоновым методом, установлены три пика: 180, 240 и 500 млн лет. Большинство определений гранитов и метаморфических пород калий-аргоновым методом приходится на пик 180 млн лет, меньшее количество метаморфических пород определено двумя другими упомянутыми методами. Породы возрастом 180 млн лет встречаются равномерно по всей площади пояса Хида. Породы, возраст которых 240 и 500 млн лет, свидетельствуют о более древних геологических событиях, таких как магматическая активность, осадконакопление и метаморфизм, хотя решающих доказательств этих событий получено не было».

В старых работах австралийских и новозеландских геологов и биогеографов, относящихся к началу нашего века, неоднократно подчеркивалось, что в экваториальной части Тихого океана в недавнем геологическом прошлом существовал континент, частями которого являются современные Австралия и Новая Зеландия, а также острова, окружающие последнюю.

О геологических доказательствах континентального происхождения о-вов Фиджи Р. Спейт (Speight, 1909a, р. 246) пишет: «Первые геологические доказательства континентального происхождения Фиджи были приведены Вихманном в 1883 г. Он обработал материал, собранный в 1876—1878 гг. Клайншмидтом и Граффе на о. Вити-Леву и других островах этой группы. Этот материал содержал кристаллические сланцы, зернистые известняки, граниты, диориты, габбро, найденные частью *in situ*, частью в речных отложениях. Вихманн отмечает: «Ни на одном „вулканическом“ острове Тихого океана не было встречено ни древних массивных, ни осадочных пород, исключая Палау, Соломоновы, Новую Гвинею и Маршалловы. Некоторые из них, как например Галапагосские или Сандвичевы (Гавайские, — А. П.) острова, по-видимому, действительно построены из молодого и современного вулканического материала».

У. Х. Гуппи в книге, озаглавленной „Натуралист в Тихом океане“, обсуждает этот вопрос, но подходит к объекту с очевидным намерением утвердиться в противоположном мнении, предлагая, что Фиджи не были когда-либо частью континента. Он утверждает, что острова были целиком вулканическими или состояли из подводных туфов, ныне поднятых над уровнем моря. Хотя он находил на о. Вануа-Леву интрузивные породы, он не придавал важного значения факту и не был осведомлен о материалах, обнаруженных Вихманном.

Некоторые сомнения относительно континентального характера Фиджи были рассеяны работами Вульнауфа (Woolnough, 1903, 1907). В обоих случаях он находил на о. Вити-Леву, в его внутренней части, *in situ* широко распространенные гнейсы, граниты, кристаллические и шиферные сланцы и другие метаморфические породы несомненно древнего возраста. Серия образцов была послана автору настоящей работы (Спейту, — А. П.) из северной, неисследованной части острова; она состояла из обломков кварца (очевидно, отделившихся от жил в осадочных породах), обломков роговообманкового диорита, из туфа или конгломерата, а также из трахитов, андезитов и базальтов».

Сам У. Г. Вульнауф (Woolnough, 1903), в VII разделе своей статьи «Сравнение и заключение» (р. 485), пишет об о-вах Фиджи так: «Из факта, что породы, такие как гранит, диорит и другие интрузивные и эруптивные породы и осадочные формации, такие как кристаллические и шиферные сланцы, распространены, за небольшим исключением, на континентах или островах, которые геологически связаны с континентами, с очевидностью возникла теория перманентности океанов и континентальных площадей. Эта теория, кроме того, поддерживалась фактом, что, за малым

исключением, острова поднимаются с больших океанических глубин и сложены или вулканическими породами, или органогенными известняками, или переслаиванием тех и других, подобно острову Рождества в Индийском океане. Особый интерес, который проявляется к геологии Фиджи, возник из факта, что этот архипелаг один из самых примечательных, если не самый примечательный своим исключением из правила, заключающемся в его положении. Среди соседних островов, расположенных по соседству с востока, есть только Эуа в группе Тонга, где были обнаружены некоторые следы плутонических пород и то только в форме включений (ксенолитов) в лавах обломков красного граната, турмалина и „уралитизированного габбро“, предположительно всплывших в лаве с больших глубин». В статье 1907 г. автор на рис. 2 (р. 460) приводит схематический геологический разрез восточной половины о. Вити-Леву (см. наст. изд., рис. 26).

Уже в наше время наличие погребенных метаморфических пород на островах архипелага Фиджи отмечает К. А. У. Крук (Crook, 1963); на с. 681 он пишет следующее: «Погребенный метаморфизм обусловил (произвел) наличие многих вторичных минералов в третичных вулканических и осадочных породах о. Вити-Леву архипелага Фиджи. Вторичный комплекс (ансамбль) включает альбит—эпидот—хлорит—сфен, альбит—серицит—хлорит—пренит—пумпеллит—кварц, морденит—кварц—каледонит, шабазит с филлосиликатом, а также томсонит, филлипсит и анальцит. Первичные основы многих пород неизменной модификации могут быть результатом частного или регионального погребенного метаморфизма, связанного с третичным вулканизмом».

Как бы там не истолковывался возраст и причина метаморфизма погребенного основания островов группы Фиджи, самый факт наличия такого фундамента из метаморфизованных пород здесь налицо, и не исключена возможность, что метаморфизм пород основания является следствием не третичного вулканизма, как склонен предполагать К. А. У. Крук, а результатом регионального метаморфизма и имеет более древний возраст — мезозойский или еще более ранний.

Недостаток прямых данных о близком сходстве земной коры под океанами и континентами компенсируется косвенными данными в виде ксенолитов магматических кислых и среднего состава пород, а также пород осадочных и метаморфических в кайнозойских лавах. В большом количестве на побережьях Тихого океана и на островах в мезозойских и кайнозойских седиментационных бассейнах встречается грубообломочный материал, принесенный со стороны океана и его окраинных морей.

В статье М. С. Маркова (1970) о метаморфических комплексах и их месте в истории развития островных дуг приведены данные Р. И. Радионовой о горных породах в ксенолитах лав вулканов Курильских островов, среди которых встречаются: 1) плагиоклазсодержащие пироксениты, 7 образцов с содержанием кремнекислоты 42.69—48.00%; 2) оливин-анортитовые породы (типа алливалитов), 2 образца с содержанием кремнекислоты 41.62—42.84%; 3) оливин-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (гранулиты), 9 образцов с содержанием кремнекислоты 38.05—43.92%; 4) пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (гранулиты), 12 образцов с содержанием кремнекислоты 47.05—55.07%; 5) амфиболиты, реже горнблендиты, 22 образца с содержанием кремнекислоты 39.91—47.83%; 6) эпидот-альбитовые амфиболиты, 9 образцов с содержанием кремнекислоты 43.84%; 7) серпентиниты, 2 образца, кремнекислота не определялась; 8) габбро (оливиновые, двупироксеновые, роговообманковые), нередко сильно метаморфизованные (перекристаллизованные, амфиболитизированные и т. д.), 47 образцов с содержанием кремнекислоты 44.73—52.14%; 9) пироксенсодержащие анортозиты, 7 образцов с содержанием кремнекислоты 46.85—52.08%; 10) диабазы, 4 образца с содержанием кремнекислоты 40.66—49.34%; 11) роговообманковые

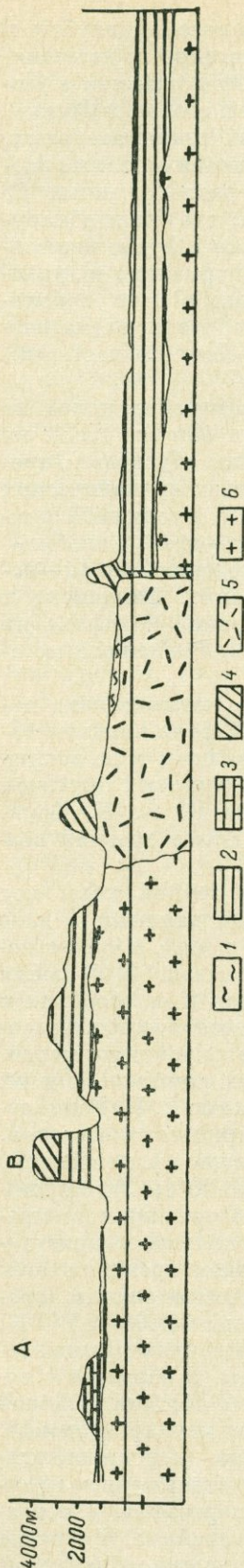


Рис. 26. Геологический разрез восточной части о. Вити-Лева архипелага Фиджи (Woolnough, 1907).

1 — аллювий; 2 — базальтовая порода с реликтовой диабазовой структурой (мгальный камень); 3 — известняк; 4 — вулканические серии; 5 — тоналит; 6 — перас-члененные кристаллические породы.

диориты, 8 образцов с содержанием кремнекислоты 55.49—57.59%; 12) плагиограниты, 1 образец с содержанием кремнекислоты 69.07%; 13) эгирин-авгитовые гранито-гнейсы с гранатом, 2 образца с содержанием кремнекислоты 60.56%; 14) сланцы: а) плагиоклаз-гиперстеновые, 1 образец с содержанием кремнекислоты 47.57%; б) пироксен-биотит-плагиоклазовые, 7 образцов с содержанием кремнекислоты 48.37—53.39%; в) зеленые (альбит-хлорит-эпидотовые, кварц-альбит-хлорит-эпидотовые), 5 образцов, кремнекислота не определялась; 15) окварцеванные породы и кварциты, 13 образцов с содержанием кремнекислоты 66.08—81.31%; 16) роговики: а) тридимитовые, 10 образцов с содержанием кремнекислоты 60.91—80.14%; б) кордиеритовые, 13 образцов с содержанием кремнекислоты 46.27—56.78%; в) пироксен-плагиоклазовые, 41 образец с содержанием кремнекислоты 57.56—69.69%; 16) эгирин-авгитовые породы с плагиоклазом, 3 образца с содержанием кремнекислоты 49.70—49.87%.

Позднее те же данные о ксенолитах были опубликованы в статье Р. И. Радионовой и В. И. Федорченко (1971, с. 19).

Судя по данным Р. И. Радионовой, максимальное количество образцов из ксенолитов происходит из пород земной коры, среди них отсутствуют ультраосновные породы мантийной природы. Характерно, что серпентиниты и гранито-гнейсы представлены каждый двумя образцами; максимум образцов приходится на кремнистые породы, кварциты и различные метаморфические породы осадочного и вулканического происхождения (роговики) — 77 образцов; на втором месте стоит габбро — 43 образца; дуниты, перидотиты и другие ультраосновные породы в ксенолитах совершенно отсутствуют. Это позволяет предполагать, что очаги вулканов находятся скорее в нижней части коры, чем в глубине верхней мантии, под корой.

К. М. Тимербаева (1967) описала в лавах Ключевских вулканов на Камчатке ксенолиты кристаллических сланцев, которые предположительно относятся к нижнему палеозою или протерозою.

В. Г. Сахно с соавторами (1969) изучал включения в лавах Гавайских островов, при этом по составу пород были выделены следующие ксенолиты: ультраосновных пород, пород габброидного состава, горнблендитов, пироксенитов, габбро и других, и в частности «обломки пород фундамента», о составе которого авторы не упоминают.

Е. Дж. Сирл (Searle, 1962a) характеризует ксенолиты кварца в базальтах о. Ок-

ленд, расположенного приблизительно в 650 км к юго-западу от Новой Зеландии; он пишет (р. 130) о них следующее: «Кварцевые ксенолиты в базальтах о. Окленд окружены оболочкой стекла и реакционной каймой пироксена. Имеются доказательства, что реакционная кайма может быть развита в результате полного замещения кварца и формирования агрегата пироксена. Обсуждается возможность смесимости стекла ксенолитов со стеклом магмы». При этом предполагается, что обрастание ксенолитов кварца стеклом происходит под воздействием лавы.

В другой своей работе Е. Дж. Сирл (Searle, 1962b) описывает ксенолиты и метаморфические породы, ассоциирующие с базальтами того же о. Окленд (р. 384): «Разнообразные термально метаморфизованные породы из ксенолитов и сходный материал ассоциированы со щелочными оливиновыми базальтами о. Окленд. Изученные типы пород включают гиперстен-плагиоклазовый роговик, минерал муллит и силлиманитовый бухит (расстеклованная порода с включениями обломков осадочной породы в базальте, — А. П.), кордиеритовый роговик и бухит, пироксеновый санидинит».

П. Р. Л. Браун (Brown, 1968) рассматривает ксенолит гранита с о. Мейор, расположенного в районе о. Северного Новой Зеландии и имеющего приблизительные координаты $36^{\circ}20'$ ю. ш. и $176^{\circ}15'$ в. д. Остров сложен молодыми пантеллеритовыми лавами и пемзовыми скоплениями, а также андезитами, базальтами и фонолитами. Ксенолит гранита округлой формы размеров 12 см был найден в гигантском валуне пемзовой брекчии. Порода имеет равномернозернистую структуру с кристаллами в среднем 2 мм и характеризуется хорошо развитыми письменными прорастаниями кварца и санидина. Оба минерала образуют также разобщенные кристаллы.

Минералогический состав гранита следующий (%): кварц — 33, плагиоклаз — 17.7, санидин — 40.9, гиперстен — 0.1, амфибол — 3.6, биотит — 4.3, магнетит, апатит, циркон — 0.4, K_2O — 2.5, Na_2O — 3.8.

Д. Крумменахер и Ж. Нёцлин (Krummenacher, Noetzelin, 1966) описали ксенолиты (о составе ксенолитов авторы не упоминают) из нефелинового габбродиорита о. Таити возрастом по калий-аргону 147 ± 2 и 156 ± 2 млн лет, что позволило им высказать некоторые предположения. «Последний возраст, — пишут они (р. 173), — особенно интересен, так как в Тихом океане неизвестны более древние фаунистически охарактеризованные формации, чем меловые. Эти породы должны, следовательно, датироваться юрой. Они ставят поэтому проблему о существовании под современными вулканами гораздо более древнего кристаллического основания».

Их прогноз позднее подтвердился — в 1972 г. Д. Крумменахер с соавторами (Krummenacher et al., 1972) для ксенолита в базальте (о составе породы ксенолита снова не упоминается) из центральной части того же о. Таити калий-аргоновым методом установили возраст 833 млн лет, т. е. позднедокембрийский.

Дж. Г. Склатер и Г. У. Менард (Sclater, Menard, 1967) высказывают предположения об аналогии плато Фиджи с Сейшельской банкой в Индийском океане. «Плато Фиджи, — пишут они (р. 991), — представляет обширный район на глубине, промежуточной между континентом и океаническим бассейном. Под поднятием островов Фиджи, где развиты кислые интрузивные породы внутри бассейна океанического типа, тектоническая обстановка может быть сравнена с гранитной обстановкой Сейшельских островов в глубоководной западной части Индийского океана».

Еще в начале нашего века П. Маршалл (Marshall, 1911) отмечал (р. 20): «На о. Вити-Леву описаны следующие интрузивные породы: граниты, кварцевые диориты, диориты, а в более древних сериях также кварциты»; и далее (р. 21): «На мелких островах архипелага распространены и вулканические породы: авгит-биотитовый андезит, роговообманковый анде-

зит, гиперстен-авгитовый андезит, авгитовый андезит и оливиновые базальты». Радиологический возраст вулканических пород по калий-аргону, по данным Мак-Дугалла (McDougall, 1963), плиоценовый (по биотиту): авгит-биотитового андезита — 5.3 и 5.4, а авгит-биотитового монцонита 4.8 и 5.0 млн лет; молодым — олигоценым — оказался и роговообманковый гранодиорит — 33 млн лет. Это может свидетельствовать, что сходство плато Фиджи и Сейшельского может оказаться только внешним, качественным, а не по возрасту гранитоидных пород, что, однако, имеет второстепенное значение, так же как и в случае с Сейшелами и архипелагом Кергелен.

У. Г. Вульнауф (Woolnough, 1903, 1907), например, уверенно утверждал, что архипелаг Фиджи представляет собой потопленный континент.

На островах архипелага Кермадек Р. Спейт (Speight, 1909a, p. 244) описал валуны роговообманкового гранита и других пород, что является, по его мнению, косвенным признаком наличия под архипелагом континентального фундамента и соответственно континентального происхождения самих островов. «Благодаря их положению на половине расстояния между Новой Зеландией и островами Тонга, — пишет он, — острова Кермадек представляют интерес в том отношении, что обладают некоторыми важными особенностями. Установленные для них континентальные связи, основанные на геологических данных, были отмечены профессором Томасом в 1888 г. В образцах, собранных Перси Смитом, он определил наличие гранита, но склонен был думать, что последний мог попасть на остров как балласт какого-то судна. Современные результаты исследования показывают, что эта точка зрения не может быть принята, несмотря на то что главная масса островов сложена главным образом авгит-гиперстеновыми андезитами, иногда кислого характера, оливиновыми андезитами основного типа и базальтами. На северной стороне о. Воскресенья в туфах находится большое количество валунов роговообманкового гранита. Эти валуны разбросаны и по всей поверхности острова, а один образец отколот от глыбы, находящейся на высоте 1600 футов (560 м, — А. П.). Утверждение профессора Томаса о „балластном“ происхождении гранита несостоятельно, и его первое предположение, что острова представляют части континентальной площади, кажется вполне основательным.

Когда фундамент из интрузивных и метаморфических пород выступает, подобно о-вам Окленд, из-под вулканических пород только местами, в „окнах“, это правдоподобно и для островов группы Кермадек; здесь чехол вулканических пород может полностью покрывать и маскировать породы гранитного основания. Но изобилие обломков на поверхности несомненно показывает его присутствие на самой небольшой глубине. Условия здесь, очевидно, близки к тем, которые наблюдались на о-вах Баунти, состоящих из немногих гранитных островов, приподнятых только на несколько футов над уровнем моря и ставших ареной вулканической деятельности, во время которой они были погребены под обломочным туфогенным материалом и потоками лавы».

О роговообманковом граните валунов, встреченных в туфах о. Воскресенья, Р. Спейт сообщает следующие сведения (Speight, 1909a, p. 251): «Роговообманковый гранит обнаружен в форме глыб в туфах в коренном залегании, встречается он также и в виде глыб на поверхности острова. Одна глыба была найдена на высоте 1600 футов (560 м, — А. П.). По внешнему виду это беловатая равномернозернистая порода со светло-зеленой роговой обманкой в мелких кристаллах, так же как и полевой шпат; содержится также немного кварца. Удельный вес породы 2.63. Под микроскопом в граните определены ортоклаз и альбит, последний в преобладающем количестве; кварц встречается на площади шлифа неравномерно и содержит внутри пузырьки, заполненные жидкостью или газом. Эпидот развит обыкновенно по трещинам в полевых шпатах. Апатит развит

в форме изометричных зерен и коротких игл; титанит имеет характерную для него клиновидную форму кристаллов, в других местах он образует агрегаты. Ни мусковита, ни биотита в породе не обнаружено. По общему облику порода приближается к сиениту, хотя и содержит кварц».

В 1913 г. Спейт (Speight, 1913) описал коллекцию обломков минералов и пород из туфов о. Норфолк, о которых он говорит следующее (р. 330): «В туфах содержатся обломки кварца, плагиоклаза, небольшое количество ортоклаза, биотита и зеленоватой роговой обманки, мелкие цирконы и неопределимая основная масса между зернами рудных минералов железа, вероятно, дериваты слюды. Нет достаточных доказательств, чтобы сказать о природе родоначальной породы — была ли она вулканической или интрузивной, но существуют доказательства в пользу последней. Если этот случай имеет место, то возможно, что массы вулканического материала этих островов образованы на основании пород плутонических, даже если упомянутые обломки не происходят из глубоко залегающих пород. Имеются бесспорные доказательства того, что острова располагаются на основании магматических пород, совершенно отличных от тех, которые ныне повсюду обнажаются на поверхности».

Изложенные Р. Спейтом и У. Г. Вульнауфом данные по архипелагу Фиджи и о-вам Норфолк и Воскресенья подтверждаются и дополняются материалами глубинного сейсмического зондирования океана; и здесь, в земной коре, на различных глубинах устанавливаются слои различной мощности, приближающиеся по своим физическим свойствам — плотности и упругости, а также скоростям распространения сейсмических волн — к «гранитному» слою коры континентов. Так что идея об однородности или близком структурном сходстве коры Земли на всей ее поверхности в свете этих данных кажется не такой уж беспочвенной и уж во всяком случае во много раз солиднее аргументированной, чем гипотеза «новой глобальной тектоники».

В более ранней работе автора (Пронин, 1973б) были приведены довольно многочисленные примеры сноса грубого терригенного материала (конгломератов и песчаников полимиктового состава) в мезозойские и кайнозойские бассейны осадконакопления, расположенные на американском и азиатско-австралийском побережьях Тихого океана и многих его островах. Остановимся на нескольких наиболее показательных примерах из этой работы, но в основном приведем новые данные о сносе терригенного материала со стороны Тихого океана на его побережья и острова в мезозое и кайнозое. Они значительны по количеству и представляют интерес как для обсуждения проблемы состава земной коры под некоторыми островами Тихого океана и под его дном, так и для проблемы дрейфа континентов.

Напомним три наиболее показательных примера сноса терригенного материала полимиктового состава со стороны Тихого океана на его восточное (Калифорния) и западное (о. Амаиосима в северной части островной дуги Рюкю) побережья и п-ов Кии из более ранней работы автора (Пронин, 1973б), поскольку она может не оказаться под рукой читателя.

Дж. К. Куммингс с соавторами (Cummings et al., 1962, p. 179), изучившие северную часть гор Санта-Крус, пишут: «В течение большей части раннетретичного и в среднетретичное время осадки приносились, возможно, с суши Салина, расположенной западнее современных гор Санта-Крус и ныне погруженной под уровень Тихого океана, тогда как в плиоцене осадки поступали частично при размыве вулканических пород Сьерра-Невады. Условия осадконакопления в наиболее глубокой части бассейна, называемого бассейном Ля-Хонда, были в течение большей части третичного времени батинальными. Бассейн Ля-Хонда, возможно, распространялся в восточном направлении, пересекая разлом Сан-Андрес, до района Альтос-Поло, который имеет близкий стратиграфический разрез и геологическую историю. Соответственно более поздние движения на сотни миль

вдоль разлома Сан-Андрес близ его типично выраженного проявления кажутся неправдоподобными».

В разрезе верхов верхнего мела и третичных отложений авторы выделяют следующие формации, содержащие песчаники и конгломераты полимиктового состава, принесенные с запада, т. е. со стороны Тихого океана.

1. Пижон-Пойнт (кампан—маастрихт). «Конгломераты формации Пижон-Пойнт, — пишут они (Cummins et al., 1962, p. 183), — состоят из хорошо окатанных галек и валунов порфиристых вулканических пород, кремней и кварцитов, а также из угловатых галек, валунов и крупных глыб гранитоидных и метаморфических пород».

2. Формация Локателли (палеоцен). «Немного галек и валунов неправильной формы в песчаниках и алевролитах типового разреза состоят из гранитоидных и метаморфических пород. Они более многочисленны вдоль дороги Эмпайр-Град, где встречаются вместе с хорошо окатанными и отполированными гальками и валунами кварцитов, полосчатых риолитов и порфиристых вулканических пород, близких к таковым формации Пижон-Пойнт».

3. Формация Бутано (эоцен). «Песчаники вообще состоят приблизительно из 52% кварца, 30% калиевых полевых шпатов, 10% плагиоклазов, 5% осадочных пород и обломков организмов и 3% аргиллитового цемента. Конгломераты представлены угловатыми обломками гранитоидных и метаморфических пород и хорошо окатанными гальками и валунами кварцитов и порфиристых вулканических пород».

4. Песчаники Вакверос (олигоцен). «Петрографическое исследование показывает, — отмечают авторы (p. 188), — что зерна песчаников состоят из кварца (около 60%), калиевых полевых шпатов (25%), плагиоклазов (5—10%) и обломков осадочных пород (5—10%). В Большом Бассейне в верхней части формации присутствуют гальки и глыбы гранитоидных пород».

На западном побережье океана, в Японии, наибольший интерес для наших целей представляют в первую очередь материалы С. Исида (Ishida, 1969), который проводил седиментологические исследования в отложениях эоценовой формации Ванно, развитых на восточном побережье о. Амамиосима, в северной части островной дуги Рюкю. Эта формация мощностью 800 м расчленена им на 8 свит, из которых две нижние, сложенные песчаниками и конгломератами, были основным объектом внимания С. Исиды.

В гальках конгломератов он отмечает наличие следующих пород: глинистых известняков, черных сланцев, тонко- и грубозернистых песчаников, конгломератов, кремней, кварцитов, мусковитовых и биотит-мусковитовых гранитов, дацитов, кварцевых порфиров с преобладанием среди магматических пород в гальках гранитов, метаморфических пород (гнейсов, мусковитовых и биотит-мусковитовых, а также гранат-биотит-кварцевых сланцев).

В песчаниках свитов 4 и 6, сложенных этими породами, в обломках установлены: кварц и кремень — в среднем 65%, полевые шпаты — около 25—30% (микроклина 21%, альбита и олигоклаза 3—4%); присутствуют также обломки разных пород, мусковит, железистый хлорит — в совокупности до 10%. Размер галек в конгломератах варьирует от 1 до 15 см; преобладают, однако, диаметром 1—3 см.

Из органических остатков в цементе конгломератов встречаются мелководные моллюски и остатки наземной флоры, перечисленные в нашей предыдущей работе (Пронин, 1973б, с. 30).

В заключение С. Исида (Ichida, 1969, p. 153) пишет: «Направление потоков, полученное при изучении борозд в субстрате и косой слоистости в породах формации Ванно, показывает, что кластический материал формации принесен в бассейн осадконакопления из района, расположенного

к юго-востоку от о-вов Амами, где он в настоящее время погружен под уровень Филиппинского моря».

К такому же выводу пришел и Т. Токуока (Токуока, 1967, 1970), который изучал ортокварцитовые гравелиты в самой южной части п-ова Кии, в отложениях палеоген-нижнемиоценовой группы Муру, заполняющих протягивающуюся в широтном направлении геосинклиналь, обремененную как на западе, так и на востоке водами океана.

Об области питания ортокварцитовым гравием упомянутой геосинклинали южной части п-ова Кии Т. Токуока (Токуока, 1970, р. 129) пишет: «Минато и др. (Minato et al., 1965) предполагают, что с девона до нижнего карбона к югу от Японии на месте Филиппинского моря могла существовать земля (континент). Они говорят, что эта земля могла существовать на основании многочисленных данных, наблюдавшихся в силурийско-девонских отложениях Японии. Что касается этой проблемы, то автор может подчеркнуть, исходя из открытия ортокварцитового гравия и его детального изучения, что фундаментом Японских островов должны быть докембрийские кварциты. Конечно, должны были существовать под кварцитами также широко распространенные кристаллические породы с небольшим участием пород вулканических и осадочных, из которых образовались кварциты».

Не лишен интереса и еще один район Японии, куда терригенный материал в олигоцене поступал со стороны Тихого океана — это угленосный район Кусиро на о. Хоккайдо, изучавшийся группой геологов С. Сато, Й. Саса, О. Хирокава, Й. Оказаки и Х. Нагахана (Sato et al., 1967), которые в английском резюме своей статьи пишут (р. 572): «Средние направления диагональной слоистости в каждой формации (угленосная толща в районе Кусиро разделена авторами на формации (снизу): Беппо, Харутори, Теннеру, Юбецу и Ситакара, — А. II.) представляются в следующем виде: с востока на запад в формациях Беппо и Харутори, с юго-юго-запада на восток-северо-восток в формации Теннеру, с запад-юго-запада на восток-северо-восток в формации Юбецу и с юго-востока на северо-запад в формации Ситакара. Во время отложения осадков формации Беппо и Харутори кластический материал поступал с площади размыва, расположенной к востоку от исследованного района. В период, соответствующий времени отложения осадков формаций Теннеру и Юбецу, площадь питания располагалась, наоборот, на юго-западе и западе. В раннюю стадию накопления осадков формации Ситакара местоположение площади питания было на юго-востоке».

Несмотря на указанные различия в направлениях сноса материала при накоплении осадков каждой из перечисленных формаций угленосных отложений олигодена, питающие обломочным материалом площади размыва располагались во всех случаях где-то в Тихом океане, так как Кусиро является районом, наиболее выдвинутым к востоку в пределы акватории океана и с трех сторон окружен водами последнего.

Приведенные примеры показывают, что снос со стороны Тихого океана галек и валунов самых разнообразных осадочных, магматических и метаморфических пород происходил в кайнозой, когда, по представлению сторонников мобилизма, континенты были раздвинуты и занимали положение, близкое к современному, а дно океанов обнажало «базальтовый» слой и в принципе не могло быть областью питания перечисленных бассейнов осадконакопления. Снос сиалического кластического материала со стороны Тихого океана в кайнозой в перечисленные седиментационные бассейны является одним из решающих аргументов против дрейфа континентов.

Новые данные о сносе терригенного материала со стороны Тихого океана и Охотского моря на Курильские и Японские острова и на Новую Зеландию, а также на западное побережье Южной Америки позволяют также предполагать, что под дном Тихого океана располагаются сиали-

ческие слои, которые в третичное время были сухой и служили источниками питания осадками некоторых кайнозойских толщ.

В 1975 г. П. Е. Исааксон (Isaacson, 1975, p. 39) описал мощные толщи девонских слюдястых кварцевых песчаников на территории Боливии, материал для образования которых поступал с земли, располагавшейся в восточной части современной акватории Тихого океана. В заключительной части статьи (p. 43) он пишет следующее: «Накопленные в больших объемах девонские мелководные морские и континентальные осадки не обнаруживают образований эвгеосинклинального типа. Устойчивость мелководных морских условий осадконакопления одновременно с увеличением мощности толщ и крупности обломков в осадках в северо-западной Боливии заставляет предполагать расположение области питания только на западе. Обилие в осадках детритовой слюды показывает, что область питания характеризовалась распространением пород с высоким содержанием слюды, подобных тем, которые сегодня обнажены в Западной Кордильере». В Западной Кордильере обнажены (Isaacson, 1975, fig. 4) кислые магматические и метаморфические породы древнего фундамента.

Однако наиболее интересные и важные для наших целей данные сообщают японские геологи И. Масаки, А. Хитоси, К. Харума и др. (Masaki et al., 1972), описавшие эоценовые полимиктовые конгломераты на островах архипелага Яп, расположенного в 2500 км к югу от Японии, в Тихом океане. В гальках и валунах этих конгломератов упомянутые исследователи описали следующие кислые магматические и метаморфические породы: пегматит, двуслюдяной, биотитовый, роговообманковый, авгит-содержащий биотит-гранатовый и гранат-биотитовый аплит, двуслюдяной и роговообманково-биотитовый гранит, куммингтонит-роговообманковый и роговообманковый гранодиорит, биотит-роговообманковый кварцевый диорит, биотитовый и роговообманковый гнейс.

По мнению авторов описания пород, возможны три пути происхождения конгломератов: 1) передвижение континентального блока в процессе спрединга океанического дна, 2) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы, 3) реликты континентальной коры в океанизованном Сикоку-Филиппинском бассейне и Тихом океане; эту последнюю гипотезу поддерживают авторы статьи. С нашей точки зрения, в соответствии с развиваемой в книге идеей об отсутствии принципиальных различий в коре континентов и океанов, наиболее правдоподобным будет предположение о том, что в эоценовую эпоху по соседству с архипелагом Яп располагался крупный массив суши, сложенный на поверхности теми породами, которые представлены в гальках конгломератов архипелага Яп; эта суша и служила областью питания при формировании конгломератов.

Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды Ю. Л. Неворов с соавторами (1964) пишут следующее (с. 129): «Приведенные данные вероятнее всего свидетельствуют в пользу существования срединного массива, располагавшегося несколько западнее Большой Курильской гряды. Продукты разрушения последнего дали существенную часть обломочного материала для накапливающихся здесь мощных толщ третичных осадков».

Под «экзотическими» породами авторы разумеют породы ультраосновные и габброидные, а также граниты и гнейсы, которые встречаются на Курильских островах и как ксенолиты в лавах, и как гальки и неокатанные обломки в конгломератах и туфобрекчиях.

У. Г. Истон и М. М. Мелендрез (Easton, Melendres, 1963, 1964, p. 414) описывают коралл среднего или верхнего карбона из валуна известняка третичных конгломератов о. Миндоро Филиппинского архипелага, относящийся к роду *Caninia* или *Gschelia*. Эта находка представляет интерес в том отношении, что, по мнению Д. Д. Дегтярева (устное сообщение), оба эти рода четырехлучевых кораллов обитали на небольшой глубине,

около 50 м, в чистой воде. Следовательно, в районе современного Филиппинского архипелага в карбоне располагалось мелководное море с соответствующей биотой.

Ч. А. Флеминг (Fleming, 1970) анализирует снос глыбовых гранитных конгломератов со стороны морей Тасманова и Фиджи в мезозойскую геосинклиналь Новой Зеландии. Глыбы конгломератов, состоящие из гранитов и метаморфических пород, достигают в диаметре 2 футов.

К. Сибата с соавторами (Shibata et al., 1971) описали предположительно нижнепермские конгломераты Камиасо по соседству с упомянутым выше поясом метаморфических пород Хида, продолжающимся в районе п-ова Ното под дном Японского моря. «Фациальный анализ, — пишут они (р. 507), — произведенный Мизутани (1964), а также систематическое изучение палеопотоков, представленное Адачи и Мизутани (1971), позволили сделать вывод, что почти весь кластический материал, заполнивший палеозойскую геосинклиналь, был принесен с севера. Конгломерат Камиасо мощностью около 50 м разделяется на четыре пачки слоями песчаника». Расстояние от побережья Японского моря до борта геосинклинали, в которую сносились гальки и валуны докембрийских гнейсов, — от 0 до 50—60 км (рис. 25). Возраст четырех проб слюды, определенный калий-аргоновым методом из силлиманитовых гнейсов, колеблется от 1160 до 1660 млн лет; все это указывает на докембрий. В связи с особой важностью рассматриваемой работы для обсуждаемой нами проблемы приведем Заключение из статьи К. Сибата и др. в редакции самих авторов (р. 512): «Возраст биотита и мусковита, выделенных из галек силлиманитового гнейса конгломерата Камиасо, определен калий-аргоновым методом в 1660 и 1160 млн лет. Результаты определения показывают, что формация силлиманитового гнейса определяется возрастом 1700—1500 млн лет. Более молодой возраст, равный 1160 млн лет, объясняется влиянием выветривания или, наоборот, другим более молодым термальным явлением. . . Учитывая литологические особенности галек силлиманитового гнейса и их возраст, можно прийти к выводу, что они были переотложены с докембрийского континента, возможно занимавшего местоположение теперешнего метаморфического комплекса Хида. Предполагается, что континентальная земная кора докембрийского комплекса в палеозойское время продолжалась от азиатского континента до теперешнего местоположения Японских островов». Несколько ниже (р. 513) авторы подчеркивают: «Совсем недавно Минато и Хунгаси (1970) после глубокого рассмотрения земной коры и мантии, уделив особое внимание докембрийской геологии, показали, что протерозойская земная кора значительно расширялась к востоку от Азиатского континента».

А. Х. Г. Митчелл и А. Дж. Уорден (Mitchell, Warden, 1971), характеризуя геологическое развитие Новых Гебрид, пишут (р. 503): «Домиоценовая фауна на Новых Гебридах была найдена только в известковых валунах конгломерата. Валуны заключают bentонные фораминиферы, характерные для верхнего эоцена. В конгломерате содержатся также валуны дацитовых лав и обломки известняка с нижнемиоценовой фауной». Следовательно, на месте Новых Гебрид еще в позднем эоцене существовало мелководное море, населенное bentонными фораминиферами.

Так называемые конгломераты Усугину, условно верхнепермского возраста, обнажающиеся в южной части гор Китаками, в полосе около 40—50 км от линии берега океана, изучал Х. Кано (Kano, 1971). Х. Кано пишет о них следующее (р. 439, 440): «Так называемые конгломераты Усугину характеризуются изобилием крупных галек и валунов и даже глыбовых размеров гранитных валунов, источник которых в течение длительного времени остается загадкой. Первоначальная задача настоящего исследования состояла в том, чтобы пролить свет на эту сложную проблему, в связи с чем автор опубликовал серию статей под общим заглавием „Изучение гранитсодержащих конгломератов в Японии“.

Результаты изучения конгломератов Усугину могут быть суммированы следующим образом.

1. Гальки и валуны в конгломератах различны по литофациям, но известково-щелочные гранофиры, трондьемиты и гранодиориты наиболее обычны. Их химический состав немного отличается от среднего состава гранитов Японии. Их структура характеризует гипабиссальную или небольшую глубину формирования.

2. В большинстве случаев риолиты, порфиры, порфириты и диабазы встречаются в ассоциации с гранитоидными породами вулканоплутонической формации. Близкие отношения между плутоническими и эффузивными породами доказаны химическими и петрографическими данными.

3. По составу и литологии гальки и валуны из 31 местонахождения конгломератов разделены на 11 субгрупп. Заслуживает особого замечания, что некоторые из этих субгрупп отделены от соседних допермскими структурными барями, такими как антиклиналь Пучикура, антиклиналь Такаинаре, купол Одара и т. д.

4. 11 субгрупп объединены в четыре группы: Э, У, М и С. Э-группа распространена вокруг купола Сетамаи, У-группа — к югу и юго-западу от куполов Табигори, примечательных как приподнятые площади, где обнажается силуродевонская система, включая комплекс фундамента. Отдельно стоит группа С, приуроченная к южной побережью моря Тойома.

5. Вообще говоря, размеры и форма валунов статистически бимодальны и показывают Э- и С-группы, характеризующиеся высоким отношением альбита к ортоклазу и низким K_2O к Na_2O , тогда как в группе У наблюдается обратное. Валун группы М представляют собой смешение валунов групп Э и У или принадлежат к промежуточному типу.

6. Площадное распространение валунов по форме бимодально и показывает двойственность или множественность источников происхождения. Нет указаний на увеличение размера валунов в западном направлении.

7. Областью питания конгломератов Усугину обломочным материалом могли быть местные допермские антиклинали или купола в пределах самих гор Китаками».

Такое паллиативное решение автора продиктовано, с нашей точки зрения, единственно верой в базальтовое дно Тихого океана к востоку от Японии. Выше было отмечено, что группа геологов, изучавшая угленосный район Кусиро на о. Хоккайдо, отмечает площадь питания угленосных отложений олигоцена на востоке. С. Исида считает, что площадь Филиппинского моря была источником питания конгломератов эоценовой формации Вану, когда здесь была возвышенная суша.

О расположении источника питания конгломератов к востоку от побережья Японии, в горах хинтерланда, говорят и авторы книги «Геологическое развитие Японских островов», изданной в русском переводе в 1968 г. (с. 132).

Дж. Л. Аронсон и Г. Р. Тилтон (Aronson, Tilton, 1971) встретили докембрийский обломочный циркон в меловом аркозовом песчанике о. Новая Каледония. На с. 3449—3452 они по этому поводу пишут: «Меловой аркозовый песчаник с юго-запада Новой Каледонии содержит обломочный циркон, большинство кристаллов которого бесцветно и полногранно, однако около 1% — окатанные и окрашенные. Ураново-свинцовый и торий-свинцовый методы определения возраста цирконового концентрата в целом показали, что меловые отложения залегают с большим несогласием. Возраст циркона по отношению изотопа свинца-207 к изотопу свинца-206 определен в 670 ± 30 млн лет. Есть основания считать возраст осадконакопления песчаника как минимум 65 млн лет; в соответствии с диаграммой экстраполяции для циркона наиболее древним будет возраст 1000 млн лет. Вероятным источником питания песчаника зернами циркона является поднятие Лорд-Хау, которое представляет погружившийся

под уровень океана континентальный перешеек между Новой Зеландией и Австралией.

Одним из самых запутанных вопросов о структуре земной коры является вопрос о коре района юго-западной части Тихого океана. Этот район комплекса островов, чередующихся с подводными хребтами и глубокими бассейнами, расположенными к востоку от Австралии, протягивается на 4000 км, от этого континента до жёлоба Тонга—Кермадек. Тихоокеанской границей района является „андезитовая линия“.

Геологически наиболее крупные острова показывают родство с континентами: геосинклинального типа осадки были регионально метаморфизованы в Новой Каледонии и интродуцированы штоками тоналитов на Фиджи. Новозеландская орогеническая история действительно континентальная, включающая несколько периодов геосинклинального осадконакопления в обширных поясах, региональный метаморфизм и широко распространенные кислые плутонические батолиты.

Новая Зеландия состоит из двух геологических провинций: западной провинции — форланда, включающей древнейшие осадочные породы Новой Зеландии, относящиеся по возрасту к нижнему и среднему палеозою и, возможно, к докембрию, и восточной геосинклинальной провинции — огромной пермскоюрской геосинклинали, которая закончилась складчатостью, региональным метаморфизмом и поднятием в течение типичной вкругтихоокеанской орогении в позднем мезозое. Все кислые батолиты в Новой Зеландии расположены в западной провинции и формировались в течение среднего палеозоя и позднего мезозоя. Докембрийских кристаллических пород в коренном залегании в Новой Зеландии обнаружено не было, но обломочный циркон из трех образцов принадлежит широко распространенной, возможно докембрийской, осадочной серии, лежащей на умеренно древнего возраста докембри, наиболее древний возраст его, 1500 млн лет, определен по величине отношения изотопа свинца-207 к изотопу свинца-206.

Некоторые другие данные подтверждают древнюю континентальную природу коры Новой Зеландии и указывают на наличие умеренно древней докембрийской площади распространения кислых пород вблизи западной Новой Зеландии, откуда и поступали кристаллы циркона.

Как рабочая гипотеза для объяснения происхождения этих цирконов, может быть выдвинуто предположение, что поднятие Лорд-Хау и платформа Кораллового моря должны были быть потопленным континентальным перешейком между Новой Зеландией и континентом Австралии и как таковой содержать древние кислые породы, которые были эродированы, а продукты эрозии в виде осадков сносились в направлении западной Новой Зеландии. Поднятие Лорд-Хау и поднятия платформы Кораллового моря отделялись от океанических глубин больших чем 4000 м в Тасмановом море вершинами, располагавшимися в среднем на глубинах от 1000 до 1500 м и запечатленными на внешнем шельфе западной провинции древних пород континентального массива Новой Зеландии.

С другого конца поднятие было отделено от борта шельфа Квинсленда северо-восточной Австралии нешироким трогом. Поэтому платформа Лорд-Хау и Кораллового моря западнее Новой Зеландии и их продолжения должны быть сходны с плато Кемпбелл—поднятием Чатем восточнее Новой Зеландии, которое имеет острова из гранита и метаморфических сланцев и представляет собой смежную часть континентальной коры Новой Зеландии.

Наша работа была частью работ новой экспедиции, цель которой состояла в исследовании природы поднятия Лорд-Хау. Предыдущее изучение дисперсии поверхностных волн К. Б. Офисером (Officer, 1955) показало, что южный склон поднятия Лорд-Хау имеет мощность земной коры 20 км. Изучение его методом преломленных волн в процессе исследований новой экспедиции показало скорее континентальную, чем океаническую,

структуру. Раздел Мохо располагается на глубине от 18 до 25 км ниже уровня моря. Он покрывается материалом с континентальными коровыми скоростями $V_p=6$ км/с, которые характеризуют большую часть коры. Изучение дисперсии поверхностных волн показывает континентальную кору под массивом Новой Зеландии мощностью от 30 до 35 км и 20 км — под плато Кемпбелл.

Мы изложили здесь геохронологические данные по циркону из осадков Новой Каледонии, которые проливают свет на природу поднятия Лорд-Хау».

Г. Уда (Uda, 1973) рассматривает деформированные валуны гранитов из конгломератов Утаро, распространенных вдоль берега Тихого океана, между сел. Утабецу и окончанием мыса Фримо (Эримо), самой южной точки Среднего Хоккайдо. На с. 391 он пишет: «Проблема деформированных конгломератов Утаро. . . не была разрешена в течение многих лет. Полимиктовые конгломераты содержат гальки гранита, которые хорошо отличаются по белому оттенку и необычной удлиненной форме.

Такеучи и др. (1936), кто впервые назвал конгломераты, описал их как содержащие в изобилии гранитные валуны, чрезвычайно деформированные. Отацуме (1941) изучал стратиграфические и тектонические отношения конгломератов. Однако он не решил вопроса, была ли стержнеобразная форма валунов приобретена до отложения конгломератов или они были деформированы под влиянием давления после осадконакопления. Иги и Какими (1956) предположили, что удлиненная форма валунов обусловлена растягиванием и разрыванием обломков под влиянием истирания и разрушающего давления.

Автор настоящей работы (Уда, — А. П.) придерживается взгляда на деформацию как на следствие вращения трещиноватых гранитных валунов».

Е. У. Форк (Fors, 1974), посвятивший свою статью терригенным осадкам Новой Зеландии, пишет (р. 37): «Терригенные осадки Кайгику (верхи среднего триаса) пояса Гоконуи в Новой Зеландии отлагались, будучи снесенными с запада на восток (т. е. на западное побережье Новой Зеландии, — А. П.). Глубокая эрозия вулканических образований и ассоциированных неглубоко расположенных интрузий обусловили накопление их большей части, но одновременная переработка пирокластического материала также имела важное значение. В Альпийском поясе (Новой Зеландии, — А. П.) источником осадков Кайгику были залегающие на большой глубине кислые интрузивные породы. По крайней мере некоторые отложения формировались в прибрежных мелководных морских условиях. Разрез Альпийского пояса латерально не коррелируется с разрезом пояса Гоконуи и поэтому не может быть объяснен как периферические фации некоторого седиментационного бассейна. Эти два пояса, возможно, были сближены в результате надвигообразования».

Из приведенных данных можно заключить, что областью питания кластических осадков свиты Кайгику, распространенных в фациальной зоне Гоконуи, была какая-то часть акватории современного Тасманова моря, бывшая в конце среднего триаса возвышенной эродируемой сушей.

Структура коры под океаном по данным глубинного сейсмического зондирования

Наиболее ранней по времени публикацией из реферированных автором работ по сейсмическому зондированию земной коры в Тихом океане является статья Р. У. Райта (Raitt, 1956), содержащая данные о мощности коры и ее структуре в центральной экваториальной части Тихого океана. В статье приведены результаты исследований методом преломленных волн, полученные двумя экспедициями — Средне-Тихоокеанской (1950 г.) и Каприкорнской (1952—1953 гг.). Наблюдения проводились на

42 станциях, расположенных от Сан-Диего до Маршалловых островов. Скорость продольных волн в осадках первого слоя составила около 2.15 км/с. Скорость во втором слое изменялась от 4.2 до 6.2 км/с. Средняя величина скорости во втором слое, по данным Средне-Тихоокеанской экспедиции, равна 5.38 км/с, по данным Каприкорнской — 5.09 км/с. Скорости в третьем и четвертом слоях более стабильны и равны в третьем слое 6.77 км/с (Средне-Тихоокеанская экспедиция) и 6.76 км/с (Каприкорнская экспедиция), а в четвертом — 8.22 км/с (Средне-Тихоокеанская) и 8.25 км/с (Каприкорнская). Мощность первого слоя изменяется от 0.1 до 1.00 км, второго — от 0.4 до 2.6 км, третьего — от 3.2 до 6.2 км. Мощность земной коры варьирует до кровли слоя со скоростью 8 км/с от 4.8 до 13 км.

Геологическая природа слоев представляется в следующем виде: верхний слой определяется опробованием и представляет собой рыхлые отложения. Большой диапазон изменения скоростей во втором слое указывает, что он может состоять из разных пород: там, где скорость близка к 4 км/с, он может быть представлен вулканическими породами мощностью около 2 км, на других участках, где скорость в нем приближается к 6.2 км/с, он может быть сравним с «гранитным» (сиалическим) слоем континентов мощностью около 1.0 км (интерпретация и редакция автора статьи). Третий, основной, слой земной коры наблюдается повсеместно. Непосредственно в обнажениях этот слой не прослеживается. По данным о скоростях, он представляет собой среднее между гранитом и дунитом и относится к «базальтовому» слою.

Г. Б. Удинцев (1959) сообщает результаты сейсмоакустических исследований подводного вала, протягивающегося вдоль Курило-Камчатского жёлоба (примерно в 700 км к юго-востоку от о. Хоккайдо). Исследования проводились по 3 профилям, ориентированным перпендикулярно оси вала: I профиль (длина 110 км) расположен на сводовой части вала, где глубина океана 5180—5550 м, II — на юго-восточном крыле вала (глубина океана 5600—5750 м), III — на поверхности дна северо-западной котловины Тихого океана (глубины 5650—5800 м). Длина профилей II и III по 70 км. На всех трех разрезах поверхность дна океана подстилается толщей со скоростями упругих колебаний от 1.6 до 2.0 км/с, с возрастанием скорости от кровли к подошве толщи, которая рассматривается как слой рыхлых осадков, уплотняющихся книзу. На всех трех разрезах прослежена группа преломленных волн с граничной скоростью 6.5 км/с, которые можно отождествить с поверхностью так называемого базальтового слоя (будь это на континенте, это наверняка был бы «гранитный» слой). Неясно, чем обусловлена большая величина граничной скорости следующего слоя — 9 км/с вместо средней для Тихого океана 8.3 км/с.

А. А. Томсон и Ф. Ф. Ивисон (Thomson, Evison, 1962) исследовали диспергирующие волны землетрясений и установили, что мощность земной коры под Новой Зеландией типично континентальная и в соответствии с объемными волнами и гравиметрией равна 30—40 км.

Структуру земной коры и вулканизм Гавайских островов изучал Дж. П. Итон (Eaton, 1962); он пишет о них (р. 13): «Землетрясения на Гавайях являются побочным событием вулканизма; почти все они проявляются под или вблизи от Гавайских островов и их активных вулканов. Время пробега продольных волн показывает, что поверхность Мохоричича вдавлена под Гавайским хребтом на немного километров и располагается на глубине около 15 км ниже уровня океана. Особенности деформации основания вокруг вершины вулкана Килауеа показывают, что магма, поднимаясь из глубоких источников, медленно аккумулируется в резервуарах на немногих километрах под кальдерой и тогда быстро освобождается в процессе извержения. Этот резервуар является главным, непосредственным источником извержения через рифтовую зону в процессе бокового излияния. Периодические серии глубоких землетрясений из зоны в мантии около 60 км ниже контуров вершины Килауеа —

возможный источник магмы этого вулкана. Серия небольших неглубоких землетрясений происходит от широко развитых пустот в породах, окружающих вершину резервуара в процессе прогибания вершины, когда происходит выравнивание вследствие бокового излияния». Структура коры под Гавайским хребтом состоит из трех скоростных слоев: первого со скоростью продольных волн 3.9, второго — 5.0, третьего — 6.8 км/с; о возможном петрографическом составе этих слоев автор ничего не говорит.

М. Ф. Михно (1964) исследовал скоростную структуру коры в северо-западной части Тихого океана методом преломленных волн и выделил в коре три слоя: 1) осадочный слой мощностью 500—200 м; 2) вулканическая толща мощностью около 200 м с граничной скоростью 5.8 км/с; 3) «базальтовый» слой мощностью 2—3 км; 4) подкорковый субстрат со скоростью 8.0 км/с. Здесь мы снова видим, что «гранитная» скорость во втором слое — 5.8 км — приписывается некоей «вулканической толще»; глубина океана в районе исследований 5200—5500 м.

Р. П. Филлипс (Phillips, 1964) изучал методом преломленных волн структуру коры под Калифорнийским заливом, на с. 90 он пишет: «Можно заключить, что северная часть залива имеет структуру коры, близкую к коре континентального обрамления Южной Калифорнии, а южная часть — кору, близкую по структуре к коре Восточно-Тихоокеанского подъятия».

В. М. Ковылин с соавторами (1966) на сейсмическом профиле от побережья Японского моря (ст. 9) в глубь моря (ст. 16) длиной около 300 км выделили слои: I — осадки со скоростью продольных волн 2 км/с, II — базальт со скоростями 6.5 км/с, III — мантия, скорость 8.2 км/с.

Результаты глубинного сейсмического зондирования в районе южных островов Кука излагают В. М. Ковылин и Г. Н. Лунарский (1966). На с. 718 они пишут: «В районе островов Кука построения можно выполнять только при t_0 для волн со скоростью 5.6 и 6.4 км/с. Если принять скорость звука в верхнем слое 2.0 км/с, то мощность этого слоя равна 0.2 км. Мощность второго слоя при скорости в нем 5.5 км/с имеет величину около 2.0 км. Ниже залегает слой со скоростью 6.4 км/с». Два последних слоя по скорости соответствуют «гранитному» слою материков, хотя район исследований расположен в центре Тихого океана.

С. М. Зверев и Ю. В. Тулина (1966) изложили результаты глубинного сейсмического зондирования южной части Курильской островной дуги. В профиле у южной части Большой Курильской гряды на протяжении 175 км в земной коре выделены два слоя: верхний — со скоростями 5.0, 5.2, 5.6 и 5.7 км/с мощностью около 5 км и нижний со скоростями 6.0, 6.4, 6.7 и 7.2 км/с мощностью около 15 км; ниже расположен слой со скоростями 8.1, 8.1, 7.6 и 8.1 км/с.

Г. Шор (Shor, 1967) излагает данные зондирования бассейна Кораллового моря методом отраженных волн. Профиль зондирования методом отраженных волн был пройден вблизи южного конца бассейна Кораллового моря и показал, что мощность океанической коры здесь в целом большая, чем нормальная на океанической станции; мантия располагается на глубине 19 км.

Р. Хоутц с соавторами (Houtz et al., 1967) описали сейсмические профили Новозеландского плато, о котором они пишут (р. 4713): «В мае 1966 г. Ламонтской геофизической обсерваторией было пройдено около 16 000 км профилей глубинного сейсмического зондирования методом отраженных волн в водах Новой Зеландии. Они показывают, что пермотриасовые кристаллические сланцы и граувакки поднятия Чатэм могут быть прослежены в северном направлении под жёлобом Гикуранжи и к югу — в бассейн Баунти. Эти породы могут распространяться в юго-восточном направлении, в глубины океана. Кристаллические сланцы и граувакки образуют основание поднятия Чатэм (где они, возможно, покрываются породами эоцена) и плато Кэмпбелл. Синклиналь Южного острова, кажется, не

проектируется в бассейн Баунти. Послепермско-юрский чехол осадков увеличивается в мощности к центру бассейна и становится менее мощным к гребню поднятия Чатэм и вдоль юго-западного края плато Кэмпбелл. Осадки вдоль западного края плато Кэмпбелл тектонически нарушены; в других местах плато они залегают относительно спокойно и имеют мощность около километра. Широкий шельф между поднятием Лорд-Хау и проливом Кука подстилается очень мощной, залегающей горизонтально толщей осадков. В одной точке на поднятии Лорд-Хау эта толща датируется эоценом и залегает на акустически непрозрачном основании, имея, по данным профилирования поднятия Чатэм, проявления кристаллических сланцев. Горизонтально залегающие осадки шельфа структурно отделены от деформированных раньше осадков на поднятии. В заметном контрасте с западным шельфом находятся осадки на восточном склоне, которые в целом смяты в складки. Осадки, заполняющие трог, по-видимому, являются южным продолжением жёлоба Кермадек и обозначают отчетливую тектоническую границу между горизонтально залегающими осадками в глубоком море на востоке и интенсивно складчатыми — на западе. Меловое несогласие, установленное на побережье, может быть прослежено в сторону моря почти до заполненного трога. Внешний хребет сформирован в направлении моря до трога. Подводный каньон Гикураджи отклонился к востоку и разгружается в Тихоокеанском бассейне в 250 милях к востоку от Северного острова, где мощность осадков приближается к 2 км.

А. А. Суворов с соавторами (1968) исследовали структуру коры Японского моря; они пишут (с. 65): «Земная кора глубоководной впадины Японского моря отнесена нами к коре океанического типа. Известно, что последняя имеет развитие только в пределах впадины, поэтому за ее границу с корой субконтинентального типа принят уступ, отделяющий глубоководную впадину от материковой ступени. Суступом совпадает изолиния мощности коры „15 км“, т. е. граница между районами развития земной коры субконтинентального и субокеанического типов оказывается соответствующей материковому уступу и изолинии мощности коры „15 км“ . . . В сейсмологическом профиле с запада на восток по профилям Т-1 (А, Б, В) и Т-2 выделены следующие скоростные слои (сверху): осадочный со скоростью продольных волн 2.0 км/с, „гранитный“ со скоростями 5.9, 6.3, 5.9, 6.4 и 5.9 км/с, „базальтовый“ со скоростью 5.6 км/с, подкорковый со скоростями 8.6, 8.8 и 8.0 км/с. «Гранитный» слой имеет сплошное распространение на всем протяжении профиля, мощность его не показана, но, по-видимому, не менее 10 км.

Неглубокую структуру Гавайской островной дуги изучали У. Р. Нормарк и Г. Г. Шор (Normark, Shor, 1968). Они характеризуют ее так (р. 6991): «Сейсмическое профилирование методом отраженных волн северо-восточнее Гавайских островов показывает, что многие площади с низким рельефом на гребне и внешней (боковой) ветви Гавайской дуги лишены осадков. Соседние холмы и возвышенности обычно имеют около 150 м дислоцированных осадков. На некоторых подводных равнинах непрерывные разрезы ненарушенных стратифицированных осадков соседствуют с площадями с неустановленными (неоткрытыми) осадками; на этих площадях, лишенных осадков, рельеф имеет холмистый характер с амплитудой высот от 2 до 10 м. Эти контакты характеризуются прогрессивной потерей проницаемости, но фундамент из-под осадков не выступает. Это показывает, что осадочный, обрамляющий острова шлейф, который распространяется на 400 км к северо-востоку от островов, был смят в складки и нарушен дизъюнктивами в процессе формирования дуги. Большие площади измененных осадков кажется были интродуцированы и покрыты субсеквентными вулканическими потоками».

Исключительный интерес представляет работа С. Мураучи и соавторов (Murauchi et al., 1968) о структуре земной коры под Филиппинским морем по данным 28 профилей глубинного сейсмического зондирования методом

Ввиду особой важности данных цитированной работы для аргументации развиваемой в книге идеи о близком сходстве структуры земной коры в океанах и на континентах приведем конкретные мощности «гранитного» и «базальтового» слоев в Филиппинском море (табл. 20).

Т а б л и ц а 20

Сейсмическая структура земной коры Филиппинского моря

Профиль	Координаты		Глубина океана, км	«Гранитный» слой		«Базальтовый» слой	
				скорость, км/с	мощность, км	скорость, км/с	мощность, км
1-NE	34°05' с. ш.	138°36' в. д.	2.75	6.35	—	—	—
2-NE	33 05	137 26	3.99	—	—	6.45	3.4
3-N	28 59	136 30	4.55	—	—	6.74	5.11
4-W	23 36	145 39	5.85	—	—	6.72	5.02
4-E	23 33	146 31	5.85	—	—	—	5.65
5-N	24 00	144 20	6.26	—	—	6.93	4.15
5-S	23 16	144 05	6.26	—	—	6.93	4.15
6-N	24 06	143 17	4.98	—	—	6.86	4.15
6-S	23 27	143 21	4.98	—	—	6.86	—
7-N	23 50	142 36	3.14	5.96	3.33	6.96	5.66
7-S	23 05	142 46	3.14	5.96	2.67	6.96	3.30
8-N	23 50	141 33	1.33	5.46	5.56	6.60	6.06
8-S	23 12	141 40	1.33	5.46	3.65	6.60	10.69
9-W	23 25	138 29	4.50	5.75	0.93	6.76	3.17
9-E	23 28	139 0.4	4.50	5.75	1.31	6.76	3.07
10-W	23 47	135 23	4.78	6.06	1.45	6.91	3.16
10-E	23 38	136 04	4.78	6.06	2.28	6.97	2.95
11-W	23 14	133 48	3.44	5.99	5.46	6.16	—
11-E	23 02	134 24	2.54	5.99	4.95	6.76	—
12-W	23 21	130 54	5.43	—	—	6.68	4.79
12-E	23 25	131 0.2	5.43	—	—	6.68	5.22
13-N	27 10	125 35	0.14	6.12	—	—	—
13-S	26 40	125 10	0.14	6.12	—	—	—
14-NE	—	—	0.14	5.78	—	—	—
15-NE	26 29	126 0.8	2.00	5.96	9.63	7.24	—
16-N	25 49	127 12	0.70	5.97	10.34	6.76	—
16-S	25 30	127 00	1.60	5.97	7.67	6.76	—
17-NE	25 41	121 41	2.30	—	—	6.43	—

Н. Ден и др. (Den et al., 1969) проводили измерения методом преломленных волн структуры земной коры в северо-западной части Тихого океана, на поднятии Шатского, которые они характеризуют так (р. 1421): «Измерения методом преломленных волн были произведены на поднятии Шатского в северо-западной части Тихого океана и показали заметные различия в слоистой структуре этого поднятия и окружающих его бассейнов. Ниже привершинной зоны поднятия и его широкого западного склона на глубинах меньших, чем 5 км, океанический фундамент (слой 2) имеет мощность 3—6 км и включает два отражающих горизонта со скоростями 4.7 и 5.5 км/с, которые покрывают основной слой коры (слой 3) со скоростью в среднем 7 км/с. Упомянутое утолщение коры ниже поднятия ассоциировано главным образом со слоем, обладающим скоростями 7.3—7.8 км/с, который является промежуточным между слоем 3 и верхней мантией; мощность слоя 3 приблизительно нормальна. Глубина до мантии определяется по крайней мере в 22 км вблизи привершинной зоны и возможно даже больше под самой вершиной, где на относительно более коротком профиле глубина до мантии не могла быть определена (технически достигнута). Дополнительные измерения были проведены между двумя большими подводными горами Императорской подводной горной цепи, на восточном склоне невысокого поднятия на дне бассейна. Измерения показывают, что внутри слоя второго обособливаются два дополнительных слоя со скоростями, отличными от тех, которые были определены во втором слое ниже поднятия Шатского. Здесь слой второй мощ-

ностью 2—4 км состоит из материала со скоростями 3.7 и 6.2 км/с (последняя скорость типичная для «гранитного» слоя материковой коры, — А. П.). Ниже этих слоев кора, кажется, нормальная, исключая, что средняя мощность слоя 3 иногда меньше средней региональной».

Е. В. Тулина с соавторами (1971) исследовала структуру земной коры Японского моря и пришла к следующим выводам. Анализ материалов показал необыкновенную изменчивость сейсмических волн на различных тектонических участках, усложнение их при переходе от глубоководной части моря к материку. Наиболее простая волновая картина характерна для глубоководной котловины моря, где выделены прямые волны со скоростями от 6.0 до 6.8 км/с и преломленные со скоростью 8.0 км/с. . . Разрез глубоководной части моря представлен осадочным слоем мощностью 1.0—2.6 км со скоростью около 2.0 км/с и промежуточным слоем мощностью 7.5—9.7 км со скоростями 6.5—6.6 км/с. Глубина границы Мохо изменяется от 13.8 до 17.6 км в сторону моря. Изменение граничной скорости на этой границе велико и составляет 7.8, 8.6, 8.3, 8.0, 8.3 и 9.9 км/с.

А. Г. Родников и Р. Д. Родникова (1971) изучили глубинное строение Японо-Сахалинской островной дуги и пришли к следующему заключению (с. 32): «Структуры Сахалина и Японии образуют единый пояс повышенной мощности (30—35 км) земной коры с отчетливо выделяемыми базальтовым и гранитным слоями. Он (пояс, — А. П.) ограничен разломами глубокого заложения и представляет блок земной коры с пониженными значениями плотности».

Д. Дж. Вудвард и Т. М. Хант (Woodward, Hunt, 1971) исследовали структуру коры Тасманова моря, о которой они пишут следующее (р. 39): «Разрез земной коры поперек Тасманова моря между параллелями 31° и 35° ю. ш. был получен путем интерпретации непрерывных гравитационных измерений в сочетании с предшествовавшими сейсмическими замерами. Квaziконтинентальный тип коры имеет место под хребтом Дампье (мощность коры 20 км), поднятием Лорд-Хау (26 км), Западным хребтом Норфолк (21 км) и хребтом Норфолк (21 км). Кора бассейна Новой Каледонии относится к океаническому типу (9 км). Коротковолновые гравитационные и магнитные аномалии под поднятием Лорд-Хау, Западным хребтом Норфолк и хребтом Норфолк показывают, что под тонким (меньше 1 км) покровом осадков находятся плотные магнитные интрузивные породы. Мощность осадков в центре бассейна Новой Каледонии около 1 км, возрастает приблизительно до 2 км у подножия поднятия Лорд-Хау и до 3 км у подножия Западного хребта Норфолк».

И. А. Соловьёва (1976) в аннотации статьи (с. 6) пишет: «Анализ данных геофизических исследований (главным образом ГСЗ) позволяет выявить гетерогенность земной коры Тихого океана. . . На ряде участков в состав земной коры Тихого океана входит слой со скоростями продольных волн, типичными для „гранитного“ слоя; достаточно широко развит высокоскоростной базальт».

Изложенные данные глубинного сейсмического зондирования показывают, что авторы почти всех рассмотренных работ, за очень небольшим исключением, выделяют в структуре океанической коры всех океанов слои, скорости распространения продольных сейсмических волн в которых равны скоростям в «гранитном» слое материковой коры. Если учитывать, что формирование представления об океаническом типе земной коры происходило синхронно с разработкой и совершенствованием методов глубинного сейсмического зондирования и быть логически последовательным в том, что одинаковая скорость упругих волн свойственна кристаллическому веществу одного и того же минерального состава, то необходимо сделать допущение, что в океанической коре присутствуют как «гранитный», так и «базальтовый» слои, только различные по мощности по сравнению с теми же слоями на континентах.

Отношения изотопов радиоактивных элементов в неоген-четвертичных лавах океана

Если авторы работ по глубинному сейсмическому зондированию, в особенности авторы работ, опубликованных в конце 50-х и в начале 60-х годов, как это видно из приведенного в предыдущем разделе материала, допускали в земной коре океанов существование «гранитного» слоя, хотя и не называли его этим именем, то исследователи изотопов радиогенных свинца и стронция с самого начала приняли гипотезу существования базальтовой океанической коры и предпочли объяснять различия в конкретных числовых значениях отношений упомянутых изотопов химической неоднородностью мантии даже на небольших по площади участках дна океана, а не более естественным предположением — неравномерным обогащением изотопами в связи с прохождением магмы через сиалические слои под дном океана, т. е. вследствие контаминации богатым свинцом и стронцием «гранитным» материалом или в крайнем случае путем обогащения магмы упомянутыми изотопами за счет пелагических осадков.

Одной из самых ранних работ по исследованию отношений радиогенных изотопов стронция является статья П. Лессинга и Е. Дж. Катанцаро (Lessing, Catanzaro, 1964) по исследованию отношения стронция-87 к стронцию-86 в Гавайских лавах. В резюме статьи (р. 1599) авторы пишут: «Отношение стронция-87 к стронцию-86 было определено для 15 образцов гавайских лав, которые являются членами толеитовой и щелочной серий. Имеется существенно противоположная зависимость между отношением стронция-87 к стронцию-86 и отношением калия к рубидию. Это показывает, что контаминация ассимиляцией морских осадков была влиятельным фактором гавайского петрогенеза». И далее: «1) Имеется значительное несоответствие между отношением калия и рубидия и стронция-87 к стронцию-86 в гавайских образцах; 2) вариации отношения стронция-87 к стронцию-86 показывают, что гавайские лавы контаминированы материалом с высоким отношением упомянутых изотопов стронция (т. е. морскими аргиллитовыми осадками); 3) существует предположение о нарушении последовательности в отношении стронция-87 к стронцию-86, а также калия к рубидию между толеитовыми и щелочными лавами — дериватами толеитовых — вследствие кристаллизационного фракционирования».

М. Тацумото (Tatsumoto, 1966) рассмотрел изотопный состав свинца в вулканических породах Гавайских островов, острова Иводзима в группе о-вов Вулканю с приблизительными координатами $24^{\circ}40'$ с. ш. и $141^{\circ}15'$ в. д. и Японии и делает следующее заключение (р. 173): «Лессинг и др. (Lessing et al., 1963) и Лессинг и Катанцаро (Lessing, Catanzaro, 1964) на основании изучения отношений калия к рубидию и стронция-87 к стронцию-86 по данным анализа гавайских пород установили, что толеитовые лавы сепарировали лавы щелочные путем контаминации морских аргиллитовых осадков. Гаст и др. (1964) обсудили проблему коровой контаминации для свинца и стронция на материалах с о-вов Вознесения и Гоф и пришли к заключению, что их данные по свинцу не могут быть обеспечены контаминацией породами коры, а по стронцию такая возможность допускается. Такие же соображения приводятся для вулканов бассейна Тихого океана. Для того чтобы объяснить недостаток свинца-206, остаточная щелочная основная магма должна бы была быть контаминирована некоторой частью пород коры, которые содержат первичный общий свинец (менее радиогенный); μ_0 земной коры в целом больше, и свинец должен указывать на избыток свинца-206, пока остаточная магма взаимодействует с некоторыми выборочными минералами, имеющими высокое содержание свинца, но низкое урана и тория, подобно полевоому шпату и слюде».

До сих пор считается возможным, что смешивание материала земной коры с родоначальной магмой выражается в изменении изотопного состава свинца потому, что магма поднимается на многие километры в земной коре и пересекает различные типы пород коры, прежде чем достигнет толщи пелагических осадков; эти породы коры должны быть приняты во внимание. Однако поскольку наблюдаемые тенденции свинца-206 в толеитовых и щелочных базальтах на Гавайях и в Японии одинаковы, тогда как Гавайи обладают океанической базальтовой земной корой, то различие в изотопах свинца кажется лучше объяснимо различием в химическом составе части первичного источника, который плавился, нежели различной степенью контаминации».

Здесь мы снова встречаемся с фактом веры в существование под океанами базальтовой коры. Казалось бы, отмечая одинаковые тенденции свинца-206 в лавах гавайских вулканов и Японии, автор должен был бы сделать более резонное предположение, что под обеими этими островными дугами (Гавайской и Японской) кора Земли имеет континентальный характер и обогащает изотопами свинца (но в разной степени) поднимающуюся к эруптивным аппаратам вулканов магму. Он, однако, счел более предпочтительным предположить гипотетическое различие химического состава в столь же гипотетическом первичном источнике магмы. Свинец с острова Иводзима, по данным М. Тацумото, по своему изотопному составу сходен со свинцом лав Восточно-Тихоокеанского поднятия, о. Пасхи и о. Вознесения. Однако Дж. Е. Оливер и др. (Oliver et al., 1955, p. 913) писали, что «поднятие острова Пасхи аномально, и, возможно, остров представляет собой ответвление континентальной земной коры».

Как было отмечено в предыдущем разделе главы, У. Р. Нормарк и Г. Г. Шор (Normark, Shor, 1968) уверенно выделяют под Гавайской островной дугой складчатое основание, что позволяет подозревать и здесь присутствие коры, близкой к континентальному типу.

Не исключают возможность наличия кристаллического фундамента под о. Вознесения в цитированной выше работе и в статье П. У. Гаст и др. (Gast et al., 1964).

П. У. Гаст (Gast, 1967, p. 57) описывает изотопный состав свинца в океанических вулканических породах как доказательство химической гетерогенности мантии. В резюме статьи он пишет: «Изотопный состав свинца молодых производных — дериватов мантии вулканических пород варьирует вместе с изменением относительной обогащенности ураном и свинцом мантийных источников, которые сохранялись от многих более ранних вулканических эпох. Щелочной вулканический материал был изучен с островов Гоф, Тристан-да-Кунья, Вознесения, Св. Елены, Тенерифе, Азорских, островов Общества, Самоа, Маркизских и Роратонга. Изотопный состав свинца отдельных островов близок к постоянному. Вариации между островами в одной группе, например Общества или Азорских, существуют, но незначительные. Сравнение на больших расстояниях, например между островами Общества и Роратонга или между Тристан-да-Кунья и о. Св. Елены, показывает наличие больших различий в значениях отношений изотопов свинца в мантии, отвечающих времени более чем миллиард лет, и свидетельствует, что субокеаническая мантия была резервуаром вулканизма в течение продолжительного промежутка времени. Были изучены также плейстоценовые и третичные вулканические породы Исландии. Сообщаемые в работе С. Мурбатом и Г. П. Л. Уэлкером (Moorbath, Walker, 1965) отношения стронция-87 к стронцию-86 кажутся неправдоподобными, а отношение изотопов свинца заслуживает доверия».

В работе П. У. Гаста ответ на задачу заложен в самом условии задачи — отношение изотопов свинца и стронция регламентируется химической неоднородностью мантии, другие подходы к возможному решению проблемы исключаются.

Аномальные условия нахождения конкреций окислов марганца в океане

Не лишен интереса для утверждения однородности состава и общей структуры земной коры под континентами и океанами и кайнозойского возраста океанических впадин и другой геохимический фактор — резкий контраст между условиями образования железо-марганцевых конкреций в палеогене и таких же конкреций на больших глубинах на дне современных океанов.

Все главнейшие марганцеворудные бассейны СССР, в которых сосредоточены окисные руды промышленного значения (Никопольский, Чиа-турский, Североуральский), образовались в условиях шельфовых морей с резко выраженной окислительной средой и показателем концентрации водородных ионов (рН), значительно превышающим 8.

В то же время железо-марганцевые конкреции в Тихом океане концентрируются, по данным исследователей Института океанологии АН СССР Н. С. Скорняковой и др., на глубинах от 4000 до 6000 м, значительно ниже основного слоя максимальных значений дефицита кислорода, располагающегося в Тихом океане на глубинах от 2000 до 400 м. В связи с такой контрастностью фациальных условий образования гидроокисных и окисных соединений марганца, перед нами появляется альтернатива: либо допустить возможность приспособления катионов марганца к иным геохимическим условиям для образования гидроокислов различной валентности, либо предположить, что вначале железо-марганцевые конкреции в Тихом океане, так же как и в упомянутых олигоценых бассейнах Юга СССР и восточного склона Северного Урала, образовались в условиях шельфа с континентальным типом коры и в течение неоген-четвертичного времени были погружены на современные глубины.

Учитывая, что геохимические свойства марганца за 35 млн лет, с начала олигоцена, едва ли могли как-то измениться, а также то, что на дне современных Балтийского и Баренцева шельфовых морей железо-марганцевые конкреции встречаются в больших количествах, автор склоняется к предположению, что на месте глубоководных районов распространения конкреций в Тихом океане еще в неогене и четвертичном периоде существовали шельфовые моря, чему не противоречат и данные о поднятии с больших глубин Атлантического и Тихого океанов остатков мелководных фаун и флор, описанных нами в работе 1973 г. (Пронин, 1973б, глава III), а также о наличии фораминиферовых (глобигериновых) илов ниже уровня компенсации карбоната кальция в Тихом океане.

Обсуждая проблему океанической коры, мы не вправе не коснуться вопроса о периодических колебаниях океанического дна, его осушении и существовании континентальных мостов, скульптурных террас на склонах подводных гор со следами волновой абразии, гюйотов а также об обнаружении на больших глубинах океанов некоторых полезных ископаемых, образовавшихся в континентальных условиях, таких как метасоматические фосфориты и лигниты.

Некоторые из этих вопросов были рассмотрены в более ранней работе автора (Пронин, 1973б), часть затрагивалась в III главе этой книги при рассмотрении вопроса о типе земной коры Черного и Средиземного морей.

Здесь мы кратко коснемся проблемы континентальных мостов через океаны и соответственно вопроса: как в этом случае должна была вести себя «океаническая» кора. Проблема эта не нова и была впервые рассмотрена Ю. М. Шейнманном еще в 1964 г. (Шейнманн, 1964).

Касаясь вопроса длительности процесса океанизации, он, применительно к Атлантическому океану, писал (с. 45): «Существование на севере современной Атлантики материка в течение длительного времени несомненно. Существование самого Атлантического океана, даже в более южных частях, не удастся установить для домелового времени, хотя начало

опусканий, приведших в конце концов к образованию океанической впадины, датируется, вероятно, началом мезозоя. На севере Атлантики процесс явно запаздывает. В начале палеогена прямая сухопутная связь между Северной Америкой и Европой не вызывает сомнений. К середине эоцена она прерывается. Но нет основания предполагать здесь океаническую впадину, поскольку связь континентальных фаун возобновляется снова. М. Жинью предполагает наличие континента в течение палеогена». Наличие континентального перешейка в Северной Атлантике в неогене подтверждает также В. В. Белоусов (1975, с. 94).

Из приведенной цитаты следует вывод, что континентальная кора на месте северной части Атлантики «превратилась» в базальтовую «океаническую» в течение последних 50 млн лет, а по нашему мнению, она не подвергалась никаким изменениям, будучи однородной по структуре на континентах и под океанами, как под современными, так и под «древними».

Нам хочется также привести цитату из заключения статьи трех известных канадских исследователей Ф. Аументо, Б. Д. Ланкаревича и Д. И. Росса (1973), взгляды которых на природу океанической коры приближаются к изложенным в этой книге.

В заключении к статье они пишут (с. 196): «Детальные геологические и геофизические исследования в пределах ограниченной области Срединно-Атлантического хребта показали, что при тщательном опробовании даже в сравнительно небольшом регионе удастся выявить большинство типов пород и геологических обстановок, которые при меньшем объеме работ обычно устанавливаются в удаленных друг от друга районах срединных океанических хребтов. Кроме того, неожиданно обнаружилось, что океанические проявления пород во многом близки к континентальным.

Проведенные исследования опровергают прежние представления о простом геологическом строении океанической коры, которые были обусловлены недостаточно тщательным опробованием. Новые данные позволяют предполагать, что дно океана по сложности геологического строения близко к континентам».

В более ранней работе автора (1973б) высказывалось соображение (с. 282) о том, что «необходима организация в международном масштабе систематического и довольно детального геологического картирования и опробования дна океанов, включая и геофизическое комплексное картирование», а до тех пор выделение особого океанического типа земной коры не будет иметь под собой надежной научной основы.

Заключение

Изложенные в книге материалы, за недостатком фактических данных, т. е. достаточно строгой аргументации того или другого выдвигаемого в работе предположения, естественно, являются только рабочей гипотезой, хотя, по нашему мнению, и наиболее правдоподобной, чем тектонические гипотезы мобилистического толка. Логическое развитие этих последних гипотез, как уже было отмечено выше, приводит к ряду очевидных несообразностей.

В основе всех этих мобилистических гипотез лежит представление о существовании океанической земной коры, состоящей в схеме из трех слоев: 1) сравнительно тонкого слоя неуплотненных или слабо уплотненных осадков, наиболее древними из которых являются среднеюрские; 2) «второго» слоя, невыясненного петрографического состава также относительно небольшой (первые километры) мощности; 3) «базальтового» океанического слоя мощностью 5—7 км, покоящегося на ультраосновных породах верхней мантии Земли.

Такая схема структуры океанической коры вызывает ряд вопросов.

Почему осадочный слой именуется слоем, т. е. телом, ограниченным двумя приблизительно параллельными, близкими к плоскостям поверхностями, если поверхность дна океанов на половине их площади имеет гористый рельеф с разницей отметок поверхности больше 5 км; большинство подводных гор, имеющих высоты около 5 км, подобно Казбеку, Эльбрусу и др., вероятно, на крутых склонах покрыто продуктами вулканизма — лавами и туфами, так как сами подводные горы представляют неогеновые или четвертичные вулканы. Выше упоминалось, что Г. У. Менард (1966) на дне Тихого океана насчитывает 10 000 вулканов высотой больше 1 км. В этих условиях тонкий слой неуплотненных или полууплотненных осадков можно выделять только на равнинных участках абиссальных областей дна, которые, по данным О. К. Леонтьева и О. Г. Удинцевой (1971), занимают 51.4% площади дна океанов, или совершенно условно полагая, что дно океана представляет равнину.

Однако не это является наиболее слабой стороной концепции выделения в земной коре континентального и океанического типов.

По сотням определений радиологического возраста лав, излившихся на островах и на дне океанов, установлено, как уже отмечалось выше, что наиболее древними являются лавы возрастом 196 млн лет, т. е. позднетриасовые.

Возраст верхней мантии, как отмечалось в нашей более ранней работе (Пронин, 1973б, с. 95), Урайр (Wright, 1965) по гранатовым пироксенитам скал Сан-Паулу в Атлантическом океане, которые он считает выходом мантии, оценивает в 4500 млн лет, что соответствует возрасту Земли. По широко распространенному среди многих геологов и геофизиков мнению, океаническая кора состоит из тонкого слоя мезозойских и кайнозойских осадков, «второго» слоя неустановленного литологического со-

става и «базальтового» океанического слоя, покоящегося на верхней мантии. Все три слоя, образующие океаническую кору, в совокупности имеют мощность от 5 до 10 км. Если упомянутые позднетриасовые или еще более молодые базальты считать кровлей «второго» слоя океанической коры, то, не выходя из рамок фактических данных по радиологическим возрастам, можно задать вопрос: какие же геологические процессы протекали на площади распространения океанической коры, равной приблизительно 296 млн км², за время с архейского до среднеюрского, поскольку этот последний возраст пока установлен в океанах для осадков, охарактеризованных фауной и флорой. Если в то время, как изображено на многочисленных схемах мобилистов, существовала «Пангея», то одновременно с нею существовала и «Панталасса», при этом первая, по данным Р. С. Дитца и Дж. К. Холдена (Dietz, Holden, 1970), имела площадь около 150 млн км², вторая должна была соответственно иметь площадь около 360 млн км² при условии, что диаметр земного шара за все это время не изменялся. На серии рисунков упомянутые авторы (Dietz, Holden, 1970) изображают «Пангею» и «Панталассу», однако с момента времени 200 млн лет тому назад, т. е. приблизительно с начала мезозоя. Что представляла собой поверхность «Панталассы» в палеозое, протерозое и археозое, — ни один из сторонников мобилистических воззрений таким вопросом себя не затрудняет, как будто жизнь планеты началась только с мезозоя. Между тем изучение наиболее древних архейских пород на щитах показывает, что они состоят в подавляющем большинстве из парагнейсов, т. е. из образований терригенно-осадочных в своей первооснове, при этом карбонатные породы играют среди них совершенно подчиненную роль.

По данным А. Е. Ферсмана (1934), в осадочной и метаморфической оболочках земной коры количество известняков составляет по Ф. У. Кларку и Г. С. Вашингтону (Clarke, Washington, 1922) 5% по весу, а по У. Линдгрену (Lindgren, 1923) — 5.9%. На долю песчаников приходится 15, а на долю глинистых сланцев — 80%. Следовательно, осадочная и метаморфическая оболочки Земли на 95% состоят из терригенного материала. Не случайно поэтому «Пангея» и «Панталасса» «начинают» свою историю с начала мезозоя, так как в палеозое и докембрии образоваться 95% сиалических терригенных пород могло только при условии наличия на поверхности Земли соответствующих по размерам континентальных площадей, чередующихся с небольшими по площади и мелководными морями эпиконтинентального и геосинклинального типов, располагавшихся на континентального типа коре, куда и поступал терригенный материал с континентальных площадей. А как было показано в главе III, перестройка континентальной коры в океаническую с позиций количественной геохимии невозможна из-за освобождения при таком гипотетическом процессе перестройки огромных количеств кремнезема и окиси калия, которые не находят места в общем балансе элементов в земной коре после завершения «перестройки» коры континентальной в океаническую.

К сходному заключению на основе более современного расчета пришел П. Д. Крайнин (Krynine, 1960), который на с. 1911 пишет так: «Общее количество кальция и магния в морской воде 1672.1 частей на миллион, если перевести это количество в карбонаты, то образовался бы слой толщиной 17 ± 2 м, который покрыл бы всю площадь суши. По оценке Крайнина, в современном осадочном чехле карбонатных пород столько, что они могли бы покрыть всю площадь суши толщей 540 ± 90 м, что превышает первый названный слой (17 ± 2 м) в 30 раз.

До гуронско-гренавского времени — 1700—2000 млн лет назад — не образовалось сколько-нибудь заметного количества карбонатных пород.

Выдвигается гипотеза, что воды первозданного океана, 2000—4000 млн лет назад, содержали 2.5—5% щелочных металлов, кальция и магния,

выщелачиваемых из первичной базальтовой коры, содержалось в водах в 2—3 раза больше, чем содержится в современных океанах натрия, кальция, магния и стронция вместе взятых.

В значительном количестве карбонатное осадконакопление происходило только в мелководных морях, преимущественно на окружающих щиты платформах. Это произошло, когда в течение гуронского времени прото-континенты типа Новой Зеландии срастались в большие континентальные массивы, подвергавшиеся пенеппенизации.

С гурона, 1500—2000 млн лет назад, карбонаты систематически извлекались из дна океана и осаждались главным образом на недеформированных перифериях континентальных массивов, позднее слабо подвергавшихся эрозии».

Учитывая все изложенное, автор пришел к заключению о том, что более аргументировано и реалистично не делить кору Земли на континентальный 3-слойный, в 4—5 раз более мощный, чем океанический, и океанический однослойный — «базальтовый» — типы.

Земная кора едина по общей структуре, т. е. по последовательности скоростных сейсмических слоев на всей поверхности планеты, хотя мощности того или иного слоя, а также плотности и упругости слагающих их пород могут несущественно отличаться. Нереальным является и предположение — в связи с наличием однородной коры на всей поверхности Земли — и о дрейфе континентов в вегенеровской или плито-тектонической интерпретациях. Дрейфовать однородная на всей поверхности Земли кора не может, а это заставляет отказаться от гипотезы Вегенера.

Чем же все-таки можно объяснить живучесть в сознании большинства геологов и геофизиков представления о существовании континентального и океанического типов земной коры? Нам кажется наиболее вероятными являются две причины.

Первая — это недоучет радиологического и геологического возраста базальтов и более кислых по составу лав, выстилающих относительно тонким и неравномерным по мощности и прерывистым латерально чехлом поверхность дна океанов; этот чехол пока датируется возрастом от поздне триасового (196 млн лет) до современного, а «базальтовый» слой континентов как минимум имеет радиологический возраст 3500 млн лет.

Вторая причина заключается в недоступности для визуального наблюдения пород, слагающих океаническое дно; все методы наблюдения над океаническим дном можно приравнять к наблюдению предметов вне дома, сквозь окна дома, застекленные матовыми стеклами.

Выше было приведено высказывание Ф. Ауменго, Б. Д. Ланкаревика и Д. И. Росса, которые опробовали небольшой участок по профилю на широте 45° с. ш. через Срединно-Атлантический хребет; детальное опробование на совершенно небольшом участке океанического дна позволило им почти признать тождество состава слагающих его пород и их взаимоотношений с породами и их отношениями в складчатых поясах на материках. Поэтому в более ранней своей работе автор (Пронин, 1973б) и рекомендовал организовать достаточно детальное геологическое картирование и опробование дна океанов силами международных организаций, так же как осуществляется составление геологических карт материков.

Установление в результате геологического картирования и опробования дна океанов однородности состава и общей структуры земной коры под континентами и океанами позволило бы легче разрешить многие другие геофизические, геохимические, петрологические, вулканологические и металлогенические проблемы, связанные с геологией океанического дна. В особенности важно решение проблем металлогенических, так как признание, хотя и иллюзорного, базальтового состава коры под океанами обрекает почти все площади, занятые океаническими водами, на полное бесплодие в отношении полезных ископаемых эндогенного происхожде-

ния и почти всех экзогенных ископаемых, связанных с континентальными и лагунными геохимическими обстановками.

При обсуждении проблемы состава и структуры земной коры под современными океанами необходимо руководствоваться не распространением океанических вод в настоящее время на земной поверхности, а в основном теми сведениями, которые получены на сегодня по истории природных вод. Основным выводом по истории природных вод, разделяемым всеми или почти всеми исследователями этой проблемы, является признание постепенного накопления вод на земной поверхности — в океанах и морях — в результате дегазации глубоких недр планеты. Так, например, Г. К. Юри (Urey, 1952) предполагает, что в начале геологической истории количество воды на земной поверхности составляло всего лишь около 5—10% ее количества в современном Мировом океане. Об этом же неоднократно писал А. П. Виноградов, а А. Полдерварт (1957, с. 150, 151) пишет о том, что «гидросфера небольшого объема существовала или была образована вскоре после начала геологической истории. Современная гидросфера эволюционировала благодаря конденсации водяного пара из древней атмосферы, поступления сверхплавких (летучих) компонентов при дегазации глубин Земли и растворяющей деятельности воды при процессах выветривания и гидротермального изменения пород. . . Кажется маловероятным, чтобы сверхплавкие вещества не способны были принести из мантии Земли важнейшие элементы горных пород, такие элементы, как кремнезем и щелочи, которые действительно могли подняться в земную кору в течение геологического времени».

Если предположения Г. К. Юри, А. Полдерварта и А. П. Виноградова близки к истине, то логически напрашивается заключение о том, что на заре геологической истории в периферической части Земли накапливался сиалический и щелочной материал, образуя, как упоминалось в главе IV, первичную кору Земли; состоящую из кислых и щелочных пород. Образовавшиеся вскоре на земной поверхности первичные водоемы были незначительными по площади, мелководными и располагались на сиалической коре. Этот сиалический и щелочной материал должен сохраняться повсеместно и в современной земной коре, ибо, как это было показано в главе III, замена сиалической — континентальной — коры корой симатической, т. е. океанической, сопряжено с освобождением огромных количеств кремнезема, который не находит места ни в коре, ни в мантии, о чем упоминалось в той же главе. Предположить же, что кора Земли с самого начала ее образования разделялась на сиалическую и симатическую, значило бы уклониться в область, не имеющую ничего общего с научным познанием природы.

Что касается наличия в океанах на некоторой глубине под тонким слоем осадков «базальтового» фундамента, состоящего из свежих базальтовых и более кислых лав и пирокластов с радиологическим возрастом от позднетриасового до четвертичного, то, судя по такому значительному различию в возрастах, эти лавы и туфы, как это было отмечено в главе IV, несомненно залегают на различных стратиграфических уровнях разреза, переслаиваясь с соответствующего возраста осадочными образованиями и, разумеется, никак не связаны с гипотетическим «спрединг» океанического дна. Если в будущем окажется технически возможным бурить глубоководные скважины на значительно большие глубины и вскрыть второй и третий слой океанической коры, они почти несомненно вскроют под относительно маломощным покровом свежих вулканических пород разнообразные по составу и возрасту магматические, осадочные и метаморфические породы и в тех же, как на континентах, взаимоотношениях. Другие интерпретации приводят к ряду неразрешимых трудностей, о которых говорилось выше, в частности о резком различии по составу и возрасту «базальтовых» слоев континентов и океанов: на континентах «базальтовый» слой, как отмечалось, лежит ниже «гранитного» слоя, сло-

жен глубоко метаморфизованными вулканическими и глубинными основными породами с радиологическим возрастом как минимум 3500 млн лет; в океанах к «базальтовому» слою — «базементу» зарубежных геологов и геофизиков — обычно относятся базальтовые и более кислые вулканические породы, имеющие радиологический возраст, как только что отмечалось, от поздне триасового до четвертичного. Для геофизиков, исследующих упругие свойства горных пород при сейсмическом зондировании «базальтового» слоя на континентах и в океанах, быть может, и не играет роли такое огромное различие возрастов этого слоя в том и другом случае, но геолога, привыкшего мыслить историко-геологическими категориями, такое несоответствие в возрастах «базальтового» слоя на материках и под океанами должно навести на размышления.

Литература

- Аветисянц А. А. Тепловые константы горных пород и величина плотности теплового потока по скважине 11-Р Приереванского района Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, т. 21, № 4.
- Аветисянц А. А., Ананян А. Л., Игумнов В. А. Тепловой поток по скважине Каджаран-480. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, т. 46, № 3.
- Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973.
- Афанасьев Г. Д. Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелая Г. Ш., Сихаруладзе Д. И., Картвелишвили К. М. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Балакришна С. Упругие свойства некоторых горных пород Индии. — Физика Земли, 1966, № 5.
- Барт Т. Ф. В. Состав и эволюция магмы южной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., 1961.
- Баскина В. А. Магматизм Исландии. — Советская геология, 1971, № 1.
- Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии. — Геотектоника, 1972, № 2.
- Батулин Г. Н. Фосфориты найдены в глубинах океана. — Природа, 1972, № 6.
- Безруков П. Л. Древность и молодость океанов. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 1.
- Бейли Б. Введение в петрологию. М., 1972.
- Белов Н. В. Трахибазальтовая формация Азии и некоторые вопросы образования магматических расплавов—растворов. — В кн.: Магматические формации. М., 1964.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., 1962.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. — Геотектоника, 1967, № 1.
- Белоусов В. В. Советская геодинамическая экспедиция в Исландию. — Вестн. АН СССР, 1975, № 7.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Щукин Ю. К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. — Геотектоника, 1970, № 2.
- Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Сейсмическая расслоенность земной коры и верхней мантии. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1971.
- Берсенева А. Ф., Ковылин В. М. Строение земной коры в Японском море, в области материкового склона Южного Приморья и северо-восточной Кореи. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1970, вып. 87.
- Богомолов Ю. Г. Данные о тепловом режиме земной коры юго-запада БССР. — ДАН БССР, 1970, т. 14, № 1.
- Богомолов Ю. Г., Шаповалов О. Н., Атрощенко П. П. Тепловой поток на южном склоне Белорусского кристаллического массива. — Вестн. МГУ, 1969, № 6.
- Будай Т., Магел М., Матейка А., Кодым О., Машка М., Свобода И., Зоубек В. Тектоническое развитие Чехословакии. М., 1963.
- Булин Н. К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 8.
- Буллард Дж. П. Стандартизация измерений силы тяжести. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
- Буллард Э. К. Сравнение строения коры океанов и континентов. — В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., 1959.

- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Пер. М. Мирчинк, ред. Г. Ф. Мирчинка. М.—Л., 1925.
- Влодавец В. И. В стране вулканов. — Природа, 1959, № 10.
- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., 1970.
- Волкова Н. А., Веселов О. В., Соинов В. В., Тихомиров В. М. Тепловой поток в Хабаровском крае. — Тр. Сахалинск. компл. НИИ, 1970, вып. 24.
- Вялов О. С. Некоторые вопросы истории развития Карпат. — Геотектоника, 1967, № 4.
- Галдин Н. Е. Об относительных изменениях упругих характеристик горных пород и минералов с давлением. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., 1970.
- Гамкрелидзе П. Д. Мезокайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны Юга СССР. — Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. 18. М., 1960.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника Грузии. — Геология СССР. Т. X. Ч. 1. Геологическое описание. 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. О распространении глубоководных осадков в разрезе складчатых областей. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 4.
- Геологический словарь. М., 1973.
- Геологическое развитие Японских островов. Под ред. М. Минито, М. Гораи и М. Фунахаси. М., 1968.
- Герцен Р. П., Ли У. Х. К. Тепловой поток в океанических областях. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
- Гиллюли Дж. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. — В кн.: Земная кора. М., 1957.
- Гипп С. К. Проявление подводного вулканизма в районе Азорских островов. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 56.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., 1967.
- Горшкова Т. А., Симоненко Т. Н. О морфологии магнитного поля материков и океанов. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, т. 49, № 4.
- Дарвин Чарльз. Путешествие натуралиста вокруг света. — Соч., т. I. М.—Л., 1935.
- Деменицкая Р. М. Предварительные данные о строении земной коры и верхней мантии бассейна Индийского океана. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., 1966.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1967.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. — Океанология, 1969, т. IX, № 5.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблема генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Исаев Е. Н., Ушаков С. А. Морфология, физические поля и глубинная структура Арктического бассейна. — Тез. докл. 2-го Междунар. океанограф. конгр. М., 1966.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Новые данные о геологическом строении дна Северного Ледовитого океана по материалам геофизических исследований. — В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. Матер. V Всесоюз. научно-техн. геофиз. конф. в г. Новосибирске (май—июнь 1963 г.). М., 1967.
- Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г. Особенности строения, морфологии и осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 5. Л., 1968.
- Демюкидов К. К., Лазаренко Н. П. Архипелаг Шпицберген и остров Медвежий (74°30' с. ш.—19°40' в. д.). — Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. 19. М., 1961.
- Джамалова А. С. Об определении теплового потока в районах Избербашской антиклинали в Присулакской низменности Дагестана. — Докл. на IV Конф. м. н. с. и аспирантов, Геол. ин-т АН СССР. М., 1966.
- Джамалова А. С. О тепловом режиме недр в районе Русского хутора равнинного Дагестана. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., 1967.
- Джамалова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., 1969.
- Димитриевич М. Д., Чприч Б. М. Тектоническое строение Сербо-Македонского массива. — Геотектоника, 1966, № 5.
- Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. М., 1936.
- Егiazаров Б. Х. Верхнепротерозойские магматические формации Северной Земли. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. I. М., 1962.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2. М., 1950.

- З а р и д з е Г. М. Об ассимиляционном происхождении кислых эффузивных образований Грузии. — В кн.: Вопросы вулканизма. Тр. Первого вулканолог. совещ. М., 1962.
- З а т о н с к и й Л. К., К а н а е в В. Ф., У д и н ц е в Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Океанологические исследования, X раздел программы МГТ (Океанология, 1961, № 3).
- З в е р е в С. М., Г у л и н а Ю. В. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., 1966.
- З у е в Ю. Н., Ф и р с о в Ф. В. О тепловом потоке в Ферганской впадине. — ДАН УзССР, 1968, № 11.
- И в а н о в А. А., Л е в и ц к и й Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., 1960.
- И л ь и н А. В. Рельеф дна Атлантического океана. — В кн.: Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., 1967.
- К а н М. А. Определение фигуры Земли и аномалий массы по возмущениям орбит искусственных спутников. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
- К а н н Дж. Р. Петрология пород основания хребта Пальмер в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973.
- К а ш п у р Я. Н., П о к р о в с к и й В. А., С м и р н о в Я. Б. О тепловом поле герцинских авлакогенов. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- К е т и н И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). — Геотектоника, 1966, № 3.
- К л е н о в а М. В. Геология Баренцева моря. М., 1960.
- К н и п п е р А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. — Геотектоника, 1970, № 2.
- К о в ы л и н В. М. Новые данные о мощности донных отложений Индийского океана. — ДАН СССР, 1961а, т. 136, № 4.
- К о в ы л и н В. М. Результаты сейсмоакустических исследований в районе Яванского глубоководного жёлоба. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961б, № 11.
- К о в ы л и н В. М., К а р п Б. Я., Ш а я х м е т о в Р. Б. Строение земной коры и осадочной толщи Японского моря по сейсмическим данным. — ДАН СССР, 1966, т. 168, № 5.
- К о в ы л и н В. М., Л у н а р с к и й Г. Н. Результаты глубинного сейсмического зондирования в Тихом океане в 37-м рейсе исследовательского судна «Витязь». — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 3.
- К о с ы г и н Ю. А. Тектоника. М., 1969.
- К о с ы г и н Ю. А. Основы тектоники. М., 1974.
- К р а с и л ь щ и к о в А. А. Некоторые особенности геологического развития северной части архипелага Шпицберген. — В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., 1965.
- К р а с и л ь щ и к о в А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия—раннего палеозоя архипелага Шпицберген. — Тр. НИИГА, 1973, т. 172.
- К р а с и л ь щ и к о в А. А., К р ы л о в А. Я., А л ь п ы ш е в О. А. О возрасте некоторых гранитоидных пород и гнейсов северной части архипелага Шпицберген. — ДАН СССР, 1964, т. 159, № 4.
- К р а с и л ь щ и к о в А. А., Л и в ш и ц Ю. Я. Тектоника острова Медвежий. — Геотектоника, 1974, № 4.
- К р и ш н а н М. С. Геология Индии и Бирмы. М., 1954.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Курс палеоботаники. М.—Л., 1957.
- Л а в р о в В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. — В кн.: Современный вулканизм, т. I. М., 1966.
- Л е б е д е в Т. С., Г о р д и е н к о В. В., К у т а с Р. И. Геотермические условия Крыма. — В кн.: Геофизический сборник АН УССР, 1967, вып. 20.
- Л е б е д е в Т. С., К у т а с Р. И., Г о р д и е н к о В. В. Геотермические условия советских Восточных Карпат и Крыма. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. Верхняя мантия, № 5. М., 1967.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., С т р у в е Э. А. Петрографический словарь. Изд. 2. М., 1963.
- Л е о н т ь е в О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое. — Океанология, 1969, т. 9, № 5.
- Л е о н т ь е в О. К., У д и н ц е в а О. Г. Площади основных морфоструктурных элементов дна океана. — Вестн. МГУ, география, 1971, № 2.
- Л и У. Г. К., К л а р к С. П. мл. Тепловой поток и вулканические температуры. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., 1969.
- Л у ч и ц к и й И. В. О кислых магматических породах океанов. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Л ы с а к С. В. Геотермическое районирование территории южной части Восточной Сибири. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967.
- Л ы с а к С. В. Некоторые данные о термальных водах и геотермике Прибайкалья. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968.

- Л ю б и м о в а Е. А. Изучение теплового режима земной коры. — В кн.: Матер. семинара по горной теплотехнике, вып. 5. Киев, 1964.
- Л ю б и м о в а Е. А. Морские геотермические исследования и данные о тепловом потоке в бассейне Черного моря. — В кн.: Строение Черноморской впадины. М., 1966.
- Л ю б и м о в а Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968.
- Л ю б и м о в а Е. А., Л ю с о в а Л. Н., Ф и р с о в В. Ф. Тепловой поток из земных недр в районе Кривого Рога. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 11.
- Л ю б и м о в а Е. А., Т о м а р а Е. А., А л е к с а н д р о в А. Л. Тепловой поток через дно арктического бассейна в районе хребта Ломоносова. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 2.
- Л ю б и м о в а Е. А., Ф и р с о в Ф. В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., 1966.
- Л ю б и м о в а Е. А., Ф и р с о в Ф. В., Л ю с о в а Л. Н. Некоторые результаты определений теплового потока из земных недр и температура коры. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966.
- М а г е л М. Основные черты строения Западных Карпат. — Геотектоника, 1966, № 5.
- М а к а р е н к о Г. Ф. Трапшвые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане. — Вест. МГУ, геология, 1974, № 6.
- М а к а р е н к о Ф. А., С м и р н о в Я. Б., С е р г и е н к о С. И. Тепловой поток на территории Предкавказья. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1970, вып. 248.
- М а н ф р е д и н и М. Тектоническая эволюция переходной зоны между Абрупкой геосинклиналью и Умбрийской геосинклиналью (Центральная и Южная Италия). — Геотектоника, 1966, № 5.
- М а р к о в М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, 1970, № 2.
- М а р х и н и Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., 1967.
- М е н а р д Г. У. Геология дна Тихого океана. М., 1966.
- М и л а н о в с к и й Е. Е., Х а и н В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963.
- М и х н о М. Ф. Изучение строения земной коры в северо-западной части Тихого океана методом преломленных волн. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3.
- М о и с е е н к о У. П., С о к о л о в а Л. С. Тепловой поток по двум скважинам Столбовской структуры Восточной Камчатки. — Геология и геофизика, 1967, № 6.
- М у р а т о в М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. М., 1949.
- М у р а т о в М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- М у р а т о в М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении со впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5.
- М у р а т о в М. В., Б о н д а р е н к о В. Г., П л а х о т н ы й Л. Г., Ч е р н я к Н. И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, № 4.
- М у р а т о в М. В., Н е п р о ч н о в Ю. П. Строение дна Черноморской котловины. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, т. 42, № 5.
- М у р д м а а И. О., Б е з р у к о в П. Л., З е н к е в и ч Н. Л., П р о к о п ц е в Н. Г., Р е п е ч к а М. А. Извержение подводного вулкана Метис в архипелаге Тонга и его влияние на осадкообразование. — ДАН СССР, 1969, т. 185, № 5.
- Н е в е р о в Ю. Л., С е р г е е в К. Ф., С е р г е е в а В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды. — Геология и геофизика, 1964, № 5.
- Н е п р о ч н о в Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. — ДАН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Н е п р о ч н о в Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 35, вып. 4.
- Н е п р о ч н о в Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. — В кн.: ГСЗ земной коры в СССР. М., 1962.
- Н е п р о ч н о в Ю. П. Сейсмические исследования строения земной коры океанов и морей. — Океанология, 1971, т. 11, № 5.
- Н е п р о ч н о в Ю. П., Е л ь н и к о в И. Н., Х о л о п о в Б. В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36-м рейсе экспедиционного судна «Витязь». — ДАН СССР, 1967, т. 174, № 2.
- Н е п р о ч н о в Ю. П., К о в ы л и н В. М., М и х н о М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане. — Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК, пробл. 16. М., 1964.
- О б у э н Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., 1967.
- О л и в е р Дж., Ю и н г М., П р е с с Ф. Изучение земной коры арктических областей по волнам Lg. — В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., 1959.

- Орленок В. В. О строении земной коры северной части Атлантического океана по сейсмическим данным. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 2.
- Папулов Г. Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М., 1974.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 5.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5.
- Плющ А. М., Кадыров Н. К. Тепловой поток в Сиазанской моноклинали. — Изв. АН АзербССР. Сер. наук о Земле, 1974, № 2.
- Польдерварт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., 1957.
- Попова А. К., Смирнов Я. Б., Удницев Г. Б. Глубинный тепловой поток и его связь с тектоническим строением дна Тихого океана. — Океанология, 1969, т. 9, № 3.
- Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., 1969а.
- Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., 1969б.
- Пронин А. А. Тектонические эпохи фанерозоя. — В кн.: Вопросы тектоники Урала. — Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1971, вып. 92.
- Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Хронология тектонических движений мезозоя. Л., 1973а.
- Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Проблемы возраста современных океанов. Л., 1973б.
- Протосеня Д. Г. Некоторые закономерности геотермики глубоких частей Припятского грабена. — ДАН БССР, 1962, т. 6, № 1.
- Пушаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Радионова Р. И., Федорченко В. И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги. — Геология и геофизика, 1971, № 2.
- Радионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты, возможный состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пределах континентов, океанов и островных дуг. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, вып. 4. Южносахалинск, 1972.
- Радионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрохимические особенности четвертичных лав. — Тр. Сахалинск. компл. научно-исслед. ин-та, 1966, вып. 16.
- Резанов И. А. О вещественном составе глубоких слоев земной коры. — Докл. сов. геол. к XXII сесс. МГК, пробл. 2. М., 1965.
- Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и Тихого океана. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972.
- Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М., 1967.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964.
- Родников А. Г., Родникова Р. Д. Глубинное строение Японо-Сахалинской островной дуги. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 1.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
- Сапожников В. В., Чернякова А. М. Распределение и некоторые вопросы выявления экстремальных значений кислорода и фосфатов. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1967, т. 83.
- Сахно В. Г., Говоров Н. И., Куренцова Н. А., Голубева Э. Д. Включения в лавах Тихого и Индийского океанов и их петрогенетическое значение. — Матер. IV Всесоюз. петрогр. совещ. Ереван, 1969.
- Семеновко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, 1964.
- Силаева О. И., Баюк Е. И. О природе анизотропии упругих свойств горных пород. — Изв. АН СССР, физика Земли, 1967, № 12.
- Симмонс Г., Рой Р. Ф. Тепловой поток в Северной Америке. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
- Симоненко Т. Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники. — В кн.: Складчатые области Евразии. Матер. Совещ. по пробл. тектоники в Москве. М., 1964.
- Симоненко Т. Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники. — Докл. сов. геол. к XXII сесс. МГК, пробл. 2. М., 1965.
- Симоненко Т. Н. Магнитное поле областей континентальной коры. — Изв. АН СССР, физика Земли, 1972, № 9.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане. — В кн.: Осадконакопление в Тихом океане, кн. 2. М., 1972.

- Смирнов Я. Б., Велюга А. Я., Кашпур Я. И., Покровский В. А., Яковлев Б. А. Оценки теплового потока в восточной части Русской платформы. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1970, вып. 248.
- Соколов В. Н., Красилович А. А., Лившиц Ю. Я. Основные черты тектонического строения архипелага Шпицберген. — Геотектоника, 1968, № 2.
- Соловьева И. А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 6—25.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря. — Геология и геофизика, 1962, № 2.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Ч. II. М., 1948.
- Суворов А. А., Туэзов И. К., Жильцов Э. Г., Алексеев Б. В., Куликов А. А. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря. — Геология и геофизика, 1968, № 9.
- Суетнов В. В. О некоторых закономерностях изменения температур в приповерхностных участках земной коры. — Тр. Ин-та геол. Дагестанск. фил. АН СССР, 1963, вып. 5.
- Суетнов В. В. О результатах региональных исследований плотности теплового потока в Предгорном Дагестане. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., 1967.
- Суетнов В. В. Тепловой поток из недр Дагестана. — Тр. Ин-та геологии Министерства геологии СССР (Махачкала), вып. 7, 1968.
- Сурков В. С. Некоторые особенности строения земной коры Западно-Сибирской плиты. — Тр. СНИИГГИМС, 1968, вып. 80.
- Сурков В. С. К обоснованию возраста фундамента Западно-Сибирской плиты. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 44, № 4.
- Сухарев Г. М., Власова С. П. Теплофизические свойства пород и плотность теплового потока по Александровской опорной скважине. — Тр. Грозненск. нефт. ин-та, 1968, сб. 29.
- Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. Теплофизические свойства горных пород и величина плотности теплового потока по скв. 10 Веселовского поднятия Центрального Предкавказья. — Тр. Грозненск. нефт. ин-та, 1968, сб. 29.
- Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К., Цогоев В. Б. Тепловой поток и геотермические условия недр Северо-Осетинской автономной области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северной Осетии. Орджоникидзе, 1969.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Тепловой поток из недр Азербайджана. — Советская геология, 1969, № 8.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Тепловой поток из недр нефтегазового месторождения Бибиэбат. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 1.
- Тальвани М., Ле Пишон К. Гравитационное поле над Атлантическим океаном. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
- Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., 1967.
- Трегуб Ф. С. Анализ сейсмического волнового поля и скоростное строение земной коры. В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., 1971.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., 1965.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966.
- Тулина Е. В., Старшинова Е. А., Миронова В. И. Японское море. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., 1971.
- Удинцев Г. Б. Результаты сейсмоакустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о. Хоккайдо. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4.
- Удинцев Г. Б. О рельефе дна западной части Тихого океана. — Океанологические исследования, МГГ, 1960, № 2.
- Удинцев Г. Б., Смирнов Я. Б., Попова А. К. О тепловом потоке на срединно-океанических хребтах. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, т. 43, № 3.
- Уэрзел Дж. Л. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов. — В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., 1969.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год. — Тр. Второго всесоюзн. вулканол. совещ., 1964 г. М., 1966.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. I. Л., 1934.
- Физико-географический атлас Мира. М., 1964.
- Фотиади Э. Э., Моисеенко У. И., Соколова Л. С. О тепловом поле Западно-Сибирской плиты. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 2.
- Хан В. Е. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971.
- Халевиц Н. И., Кошкина Т. М. О квазианизотропии упругих свойств некоторых горных пород Урала. — Физика Земли, 1966, № 11.

- Харланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена. — В кн.: Геология Арктики. М., 1964.
- Чайников В. И. Механизм глубоководных извержений эксплозивного типа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 9.
- Чекунов А. В. Особенности строения земной коры юга европейской части СССР. — Советская геология, 1967, № 12.
- Чекунов А. В. Эволюция земной коры в развитии герцинских геосинклинальных прогибов юга европейской части СССР. — Геотектоника, 1971, № 1.
- Чернов В. Г. Условия формирования верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму. — В кн.: Сборник Научного студенческого общества, № 4. М., 1963а.
- Чернов В. Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района горы Демерджи в Крыму. — В кн.: Сборник Научного студенческого общества, № 4. М., 1963б.
- Чернов В. Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. — Геотектоника, 1970, № 5.
- Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле. — Геотектоника, 1967, № 6.
- Чэдвик П. Гипотезы горообразования. — В кн.: Дрейф континентов. М., 1966.
- Шаоршадзе М. П. О величине теплового потока по скважине № 4 Обча. — Тр. 15-й Научно-техн. конф. проф.-преп. сост. Грузинск. политехн. ин-та, 1970, вып. 6.
- Шейнманн Ю. М. Длительность перестройки континентальной коры в океаническую (на материале Северной Атлантики). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 1.
- Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. — Советская геология, 1965, № 8.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1968.
- Штёклин Д. Тектоника Ирава. — Геотектоника, 1966, № 1.
- Энгель А. Е. Дж., Энгель К. Дж. Состав океанической коры и подстилающей ее мантии. — В кн.: Второй международный океанографический конгресс. Тез. докл. М., 1966.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия). — Геотектоника, 1967, № 2.
- Эрлих Э. Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6.
- Юинг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами. — В кн.: Земная кора. М., 1957.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. — В кн.: VII Конгресс Карпато-Балканской ассоциации. Доклады, ч. III. София, 1965.
- Abdel-Monem A., Gast P. W. Age of volcanism on St. Helena. — Earth Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, No. 5.
- Abdel-Monem A., Watkins N. D., Gast P. W. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran-Canaria and La Gomera. — Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, No. 5.
- Adachi M. Permian intraformational conglomerate in Kamiyaso Gifu Prefecture, Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1971, vol. 77, No. 8.
- Ahlfeld F., Braniša L. Geologia de Bolivia. La Pas, Bolivia, 1960.
- Allen P. Lower Cretaceous Sourceland and the North Atlantic. — Nature, 1969, vol. 222, No. 5194.
- Allen P., Sutton J., Watson J. V. Torridonian tourmaline-quartz pebbles and the Precambrian crust northwest of Britain. — J. Geol. Soc., 1974, vol. 130, Pt 1.
- Amoco Canada Petroleum Company limited and Imperial Oil limited, offshore exploration staffs. Regional Geology of Grand Bank. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 6, Pt II.
- Antoine J., Ewing J. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, No. 7.
- Aronson J. L. Regional geochronology of New Zealand. — Geochim., Cosmohim. Acta, 1968, vol. 32, No. 7.
- Aronson J. L., Tilton G. R. Probable Precambrian detrital zircons in New Caledonia and Southwest Pacific Continental structure. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, No. 12.
- Aubert de la Rue A. Un vojag d'exploration dans les mers australes. — Rev. Geogr. phys., geol. dinam., 1929, t. 2, No. 2.
- Aubert de la Rue E. Le Piton la Fournaise volcan actif de l'ile de la Reunion. — Bull. volcanol. Napoli, 1965, vol. 28.
- Bailey D. K., McDonald R. Petrochemical variations among mildly alkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. — Contr. Mineral., Petrol., 1970, vol. 28, No. 4.
- Bailey E. H., Blake M. C., Jones D. L. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1970, No. 700-C.
- Baker B. H., Miller J. A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands

- and structure of the floor of the Arabian Sea. — *Nature*, 1963, vol. 199, No. 4891, London.
- Baker H. A. Geological Investigation in the Falkland Islands. — *Proc. Geol. Soc. London*, 1922, No. 1093, Dec. 13.
- Baker I., Gale N. H., Simons J. Geochronology of the St. Helena volcanoes. — *Nature*, 1967, vol. 215, No. 5109, London.
- Baker J. W. A marginal Late Proterozoic ocean basin in the Welsh region. — *Geol. Mag.*, 1973, vol. 110, No. 5.
- Baker M. J. Blocks of plutonic rocks in a basaltic lava from Faial, Azores. — *Geol. Mag.*, 1966, vol. 103, No. 1.
- Baker P. E. Preliminary account of recent investigation on Easter Island. — *Geol. Mag.*, 1967a, vol. 104, No. 2.
- Baker P. E. An outline of the geology of the Juan Fernandez Archipelago. — *Geol. Mag.*, 1967b, vol. 104, No. 2.
- Baker P. E., Gass I. G., Harris P. G., Maitre R. W. The volcanological report of the Royal Society. Expedition to Tristan da Cunha. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1964, vol. 256, No. 1075.
- Bandy M. C. Geology and petrology of Easter Island. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1937, vol. 48, No. 12.
- Barth T. F. Mineralogical petrography of Pacific lavas. Pt 2. Rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1931, vol. 221.
- Bath M. Crustal structure of Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 1960, vol. 65, No. 6.
- Bauer E. J. Genesis of Lower Cretaceous «A» sandstone. Reconcave Basin, Brazil. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1967, vol. 51, No. 1.
- Beck A. E., Judge A. S. Analysis of heat flow data. I. Detailed observations in a single borehole. — *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1969, vol. 18, No. 2.
- Beck A. E., Mustonen E. Preliminary heat flow data from Ghana. — *Nature*, 1971, vol. 235, No. 61.
- Beck A. E., Neophytai J. P. Heat flow and underground water flow in the Coronation mine area. — *Paper. Geol. Surv. Canada*, 1968 (1969), No. 5.
- Bellaïr P., Carron J. P., Nougier J., Trichet J. Niveaux intercalaires dans les strates de basalte des plateaux l'archipel de Kerguelen. — *Geol. Rundschau*, 1966, Bd 55, Hft 2, Stuttgart.
- Berwerth F. Über Gesteine von Jan Mayen. — *Beobachte Ergebnisse der Osterreich. Polarstation Jan Mayen*, 1886, Bd III, Tl 8, Wien.
- Berwerth E. Über vulkanische Bomben von den Kanarischen Inseln nebst Betrachtungen über Enslung. — *Ann. k. k. Hofmuseum*, 1894, Bd 9, Wien.
- Birch F. Heat flow at Eniwetok atoll. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, No. 7.
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Pt 1. — *J. Geophys. Res.*, 1960, vol. 65, No. 4.
- Birch F. S., Halunen A. J. jr. Heat flow measurement in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Mediterranean Sea and Red Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, No. 2.
- Blake D. H. The net-veined complex of the Austurhorn intrusion south-eastern Iceland. — *J. Geol.*, 1966, vol. 74, No. 6.
- Böhm J. Fossilien von den Selvagensinseln. — *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1898, Bd 50.
- Boldizsar T. Terrestrial heat flow in the natural steam field at Larderelle. — *Geofis. pure e appl.*, 1963, vol. 56, No. 3.
- Boldizsar T. Heat flow in the Hungarian basin. — *Nature*, 1964, vol. 202, No. 4939.
- Boldizsar T. Terrestrial heat flow in Hungarian Permian strata. — *Geofis. pure e appl.*, 1967, vol. 67, No. 2.
- Boldizsar T. Geothermal data from the Vienn basin. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 2.
- Bonatti E., Arrhenius G. Acidic Rocks on the Pacific ocean floor. — In: *The Sea*, vol. 4, pt I. 1970.
- Bonatti E., Fischer D. E. Oceanic basalt: chemistry versus distance from oceanic ridges. — *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, No. 4.
- Booth B. The Granadilla pumice deposit of southern Tenerife, Canary Islands. — *Proc. Geol. Assoc. London*, 1973, vol. 84, Pt 3.
- Basshard E., Macfarlane D. J. Crustal structure of the western Canary islands from seismic refraction and gravity data. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, No. 26.
- Bowin C. O. Geophysical study of the Cayman Trough. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 16.
- Breithaupt. Gesteine von den Azoren. — *Berg- und Hüttenmänn Zeitung*, 1867, No. 17.
- Bridge J. A restudy of the reported occurrence of schists on Truk, Eastern Caroline Islands. — *Pacif. Sci.*, 1948, vol. 2, No. 3.
- Brown P. R. L. Granitic xenolith from Mayor Island. — *New Zealand J. Geol., Geophys.*, 1968, vol. 11, No. 5.

- Brune J. N., Heney T. L., Ray R. F. Heat flow stress and rate of slip along the San Andreas fault, California. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, No. 15.
- Bryan W. B. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association: evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, No. 14.
- Bryan W. B. History and mechanism of eruption of sodarhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico. — *Bull. volcanol. Napoli*, 1966, vol. 29.
- Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A. Geology, Petrography and geochemistry of volcanic rocks from Tonga. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77.
- Bunce E. T., Crumpin S., Hersey J. B., Hill M. H. Seismic refraction observation on the continental boundary west of Britain. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, No. 18.
- Bunce E. T., Fahlquist A. D. Geophysical investigation of the Puerto Rico trench and outer ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, No. 10.
- Bunce E. T., Hersey J. B. Continuous seismic profiles of the outer ridge and Nares Basin north of Puerto Rico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 77, No. 8, N. Y.
- Burgassi R., Cataldi R., Mouton J., Scandellari F. Prosperzione delle anomalie geotermiche e sua applicazione alla regione Amiatina. — *Indimineraria*, 1965, vol. 16, No. 5.
- Campbell R. Rocks from Gough Island, South Atlantic. — *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1914, vol. 50.
- Cann J. R. Preliminary investigation of the acid ejected blocks of Ascension Island. — *Proc. Geol. Soc. London*, Session 1964—1965, 1965, No. 1619—1628.
- Cann J. R. A second occurrence of dalyite and the petrology of some sienite blocks from San-Miguel, Azores. — *Miner. Mag.*, 1967, vol. 36, No. 278, London.
- Cann J. R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge NS Atlantic. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1971, vol. 268, No. 1192.
- Carmichel I. The petrology of Thingmuli a Tertiary volcano in Eastern Iceland. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, No. 3.
- Carr D. R., Culp J. L. Age of a Mid-Atlantic ridge basalt boulder. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1953, vol. 64, No. 2.
- Carte A. E., Rooyen A. I. M. van. Further measurements of heat flow in South Africa. — *J. Mine Vent. Soc. S. Afr.*, 1971, vol. 24, No. 7.
- Casertano L. Volcanic activity at Deception Island. — In: *Antarctic Geol.* Amsterdam, 1964.
- Casshyap S. M., Qidway H. A. Paleocurrent analysis of Lower Gondwana Sedimentary rocks, Pench valley coalfield, Madhya Pradesh, (India). — *Sediment. Geol.*, 1971, vol. 5, No. 2.
- Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Pt 1—6, 9—14. Napoli, Intern. volcanol. assoc., 1951—1962.
- Čermák V. Heat flow near Teplice in North Bohemia. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1967, vol. 13, No. 5.
- Čermák V. Terrestrial heat flow in the Alpine-Carpatian foredeep in South Moravia. — *J. Geophys. Res.*, 1968a, vol. 73, No. 2.
- Čermák V. Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some features. — *Intern. Geol. Congr.*, Rept. 23 Sess., Sect. 5, 1968b.
- Čermák V., Krčmar B. Teplny tok vevrtu NV-1 (Nova u Chynova). — *Věst. Ustréd. ustavu geol.*, 1967, vol. 42, No. 6.
- Chayes F. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68, No. 5.
- Chesterman Ch. W. Contributions to the petrography of the Galapagos, Cocos, Malpelo, Cedros, San Benito, Tres Marias and White Fraiers Islands. — *Proc. Calif. Acad. Sci.*, 1963, vol. 32, No. 11.
- Chi Yuen Wang. Velocity of compressional waves in limestones, marbles and single crystal of calcit to 20 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, No. 14.
- Christensen N. I. Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressure to 10 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, No. 24.
- Chubb L. J. Geology of the Marquesas Islands. — *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, 1930, No. 70.
- Chubb L. J. Geology of Galapagos, Cocos and Easter Islands. — *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, 1933, No. 110.
- Cirdler R. W. A review of Red Sea heat flow. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, vol. 267, No. 1181.
- Clarke F. W., Washington H. S. Average chemic composition of igneous rocks. — *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 1922, vol. 8.
- Cooper R. A., Druc E. C. Lower Ordovician sequence and conodonts, mount Patriarch, north-west Nelson, New Zealand. — *N. Z. J. Geol., Geophys.*, 1975, vol. 18, No. 4.
- Cooper J. A., Richards J. R. Isotopic and alkali measurements from seamount of the South Atlantic Ocean. — *Nature*, 1966, vol. 210, No. 5042.

- Cox A., Dalrymple G. B. Paleomagnetism and potassium-argon ages of some volcanic rocks from the Galapagos Islands. — *Nature*, 1966, vol. 209, No. 5025, London.
- Cox D. P., Pratt W. P. Submarine chert-argillite slide-breccia of Paleozoic age in the southern Klamath Mountains, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, No. 4.
- Cramer C. H. Viscosity of the Atlantic bottom. — *Science*, 1970, vol. 167, No. 3924.
- Crook K. A. W. Burial metamorphic rocks from Fiji. — *New Zealand J. Geol., Geophys.*, 1963, vol. 6, No. 5.
- Crowell J. C., Frakes L. A. Late Paleozoic glacial facies and the origin of the South Atlantic Ocean. — In: XXIII Sess. Intern. Geol. Congr., Rep., Pt 13. Czechoslovakia, 1968.
- Cummings J. C., Touring R. M., Brabb E. E. Geology of the northern Santa Cruz Mountains, California. — *Calif. Div. Min., Geol., Bull. No. 181*, San Francisco, 1962.
- Custódio de Moraes J. O vulcão dos Capelinhos da Ilha Faial. — *Mem. e notic. Museu e labor. mineral. e geol. Uniwer. Coimbrae Centro estud. geol.*, 1959, No. 47.
- Daly R. A. The geology of Ascension Island. — *Proc. Amer. Acad. Arts. Sci.*, 1925, vol. 60, No. 1.
- Daly R. A. The geology of Saint Helena Island. — *Proc. Amer. Acad. Arts. Sci.*, 1927, vol. 62, p. 31–92.
- Daly R. A. *Igneous Rocks and depths of the Earth*. New York—London, 1933.
- Dash B. P., Bosshard F. Crustal studies around the Canary Islands. — In: Intern. Geol. Congr. Rep. Twenty-third sess. Czechoslovakia, 1968 (vol. I). Proceed. sect. I, Upper mantle (geol. proc.). Prague, 1968.
- Davies H. L. Papuan ultramafic belt. — Intern. Geol. Congr., XXIII sess., Probl. 1. Prague, 1968.
- Deep-Sea Drilling Project, Leg 10. — *Geotimes*, 1970, vol. 15, No. 6.
- Deep-Sea Drilling Project, Leg 17. — *Geotimes*, 1971, vol. 16, No. 9.
- Deep-Sea Drilling Project, Leg 21. — *Geotimes*, 1972, vol. 17, No. 5.
- Deep-Sea Drilling Project, Leg 30. — *Geotimes*, 1973, vol. 18, No. 9.
- Defos du Rau J. Note sur la morphologie volcanique a la Reunion. — *Mém. Inst. scient. Madagascar DG*, 1959.
- Dellenbach J. Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Teheran (Iran). — *Diss. Univ. Strasbourg*, 1964.
- Demenitskaya R. M., Dibner V. D. Morphological structure and the Earth crust of the North Atlantic region. — *Paper Geol. Surv. Canada*, 1966, No. 66–15, Ottawa.
- Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing J. I., Hotta H., Edgar N. T., Yoshii T., Asanuma A., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Seismic-refraction measurements in the Northwest Pacific Basin. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, No. 6.
- Dessila-Codarcea M. La division des massifs cristallophylliens prealpins des Carpates Roumanies. — *Rev. Roumaine Geol., Geophys., Geogr., ser. Geol.*, 1967, vol. 11, No. 1.
- Devies D., Francis T. J. G. The crustal structure of the Seychelles Bank. — *Deep-Sea Res.*, 1964, vol. 11, No. 6.
- Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, No. 7.
- Dietz R., Holden J. The breakup of Pangea. — *J. Amer. Sci.*, 1970, vol. 223, No. 4.
- Dietz R. S., Sproll W. P. East Canary Islands as Microcontinent within the Africa—North America continental drift fit. — *Nature*, 1970, vol. 226, No. 5250.
- Dimitrijević M. Osnovne karakteristike stuba Srpsko-makedoncke mase. — I Simposium SGD. Beograd (Oppublie), 1959.
- Dimitrijević M. Sur l'age du metamorphisme et plissements dans la masse Serbo-macedonienne. — VI-eme Congr. Assoc. geol. Carpato-Balkanique. Krakow, 1963.
- Dimitrijević M., Krastić B., Dimitrijević M. N., Radosević B. Devonski fliš jugoistočne Srbije. — *Zborn. SGD*, 1965, od. 20, 4.
- Dollar A. T. I. Some trachyte relationships on Jan Mayen. — *Proc. Geol. Soc. London*, sess. 1964–1965, 1965, No. 1619–1628.
- Dollar A. T. I. Genetic aspects of the Jan Mayen fissure volcano group on the Mid-Oceanic submarine Mohns Ridge, Norwegian Sea. — *Bull. volcanol.*, 1966, vol. 29.
- Douglas G. V. Topography and Geology of South Georgia. — In: *Rept. on Geol. Collect made during Voyage of the «Quest» 1921–1922*, Brit. Mus., 1930.
- Dunham A. C. The nature and origin of the groundmass textures in felsites and granophyre from Rhum, Invernesshire. — *Geol. Mag.*, 1965, vol. 102, No. 1.
- Easton W. H., Melendres M. M., Jr. First Paleozoic fossil from Philippines Archipelago. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1963, vol. 47, No. 10.
- Easton W. H., Melendres M. M. A Paleozoic coral from Mindoro. — *J. Paleontol.*, 1964, vol. 38, No. 2.

- Eaton J. P. Crustal structure and volcanism in Hawaii. — In: *Geophys. Monogr.*, No. 6. Amer. Geophys. Union., 1962.
- Einarsson T. Remarks crustal structure in Iceland. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1965, vol. 10, No. 3.
- Einarsson T. Submarine ridges as an effect of stress field. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 24.
- Eisenwein P. Zur Petrographie der Azoren. — *Z. Vulcanologie*, 1929, Bd 12, No. 2/3.
- Epp D., Grim P., Langseth M. G., Jr. Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, No. 29.
- Ericson A. J., Hensley C. E., Simmons G. Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman Trough and Yacatan basin. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, No. 5.
- Esson I., Flower F. I., Strong D. F., Upton B. G. I., Wadsworth W. J. Geology of the Comoro Archipelago, Western Indian Ocean. — *Geol. Mag.*, 1970, vol. 107, No. 6.
- Ewart A., Cole J. W. Textural and mineralogical significance of the granitic xenolite from the central volcanic region, North Island, New Zealand. — *New Zealand J. Geol., Geophys.*, Wellington, 1967, vol. 10, No. 1.
- Ewing I., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins in the Mideterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in Norwegian sea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, No. 3.
- Ewing J. M., Ewing M., Leyden R. Seismic profiler survey of Blake Plateau. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1966, vol. 50, No. 9.
- Ewing M., Houtz R., Hayes D. E. The Kerguelen Plateau (abstr.). — *Proc. 24-th Intern. Geol. Congr. Montreal*, 1972.
- Ewing M., Sutton G. H., Officier G. B. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Pt VI. Typical deep stations North America Basin. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 44, No. 1.
- Fawcett J. J., Rucklidge J. G., Brooks C. K. Geological expedition to the Tertiary basalt region of Skoresby Sund-East Greenland. — *Nature*, 1966, vol. 212, No. 5062.
- Ferrara Y., Clarke W. B., Marthy V. R., Bass M. N. K-Ar ages of Juan Fernandez Islands and South East Pacific dredge haul. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, vol. 50, No. 4.
- Finckh L. Die Tifen- und Ganggesteine von Fuerteventura. *Monatsberichte Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 1908, Bd 60, No. 3.
- Fischer D. E. Fussion track ages of deep sea glasses. — *Nature*, 1969, vol. 221, No. 5180.
- Fisher D. E., Bonatti E., Funkhauser Y., Joensuu O. Ages of Pacific deep-sea basalts and spreading of the sea floor. — *Science*, 1968, vol. 160, No. 3832.
- Fisher R. D., Johnson G. L., Heezen B. C. Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, vol. 78, No. 10.
- Fitch F. J., Grasty R. L., Miller J. A. Potassium-argon ages of rocks from Jan Mayen and an outline of its volcanic history. — *Nature*, 1965, vol. 207, No. 5004.
- Fleming Ch. A. The Mesozoic of New Zealand: Chapters in the history of the Circum Pacific mobile belt. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1970, vol. 125, Pt 2, No. 498.
- Flinn D., Miller J. A., Evans A. L., Pringle I. R. On the age of the sediments and contemporaneous volcanic rocks of western Shetland. — *Scott. J. Geol.*, 1968, vol. 4, Pt 1, Edinburg.
- Flower M. F. G., Strong D. F. The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago. — *Earth and Planet. Sci. letter*, 1969, vol. 7, No. 1.
- Force E. R. A comparison of some Triassic rocks in the Hokonui and Alpine belt of South Island, New Zealand. — *J. Geol.*, 1974, vol. 82, No. 1.
- Foster H. L., Mason A. C. 1950 and 1951 eruptions of Mihara Yama Oshima volcano, Japan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 66, No. 6.
- Fotiadi E. E., Moiseenko U. I., Sokolova L. S., Duchkov A. D. Geothermal investigations in some regions of western Siberia. — *Tectonophys.*, 1970, vol. 10, No. 1—3.
- Frakes L. A. Geological setting of South Georgia Island. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 77, No. 12.
- Frakes L. A., Crowell J. C. Facies and Paleogeography of Late Paleozoic Diamicite, Folkland Islands. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, vol. 78, No. 1.
- Frakes L. A., Crowell J. C. Late Paleozoic Glaciation. II. Africa exclusive of the Carroo Basin. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, No. 8.
- Francis T. J. G., Davies D., Hill M. N. Crustal structure between Kenia and Seychelle. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1966, No. 1009.
- Francis T. J. G., Raitt R. W. Seismic refraction measurements in the Southern Indian Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, No. 12.
- Francis T. J. G., Shor G. C. Seismic refraction measurements in the North-West Indian Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, No. 2.

- Frebold H. Geologie von Spitzbergen, der Bareninsel, des König Karl- und Franz-Joseph-Landes. — Geol. Erde. Berlin, 1935.
- Friedlaender E. Die Azoren. — Z. Vulkanol., 1929, Bd 12, Hft 2—3.
- Fritsch K., Reiss W. Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur, 1868.
- Furon R. Sur les trilobites draguées à 4255 m de profondeur par le «Talisman» (1883). — C. Rend. Paris Acad. Sci., 1949, vol. 228, p. 1509, 1510.
- Gagel C. Geologische Beobachtung auf Madeira. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1903, Bd 55, No. 4.
- Gagel C. Die Caldera von den Palma. — Z. Erdkunde Berlin, 1908a, No. 3—4.
- Gagel C. Das Grundgebirge von La Palma. — Monatsber. Dtsch. geol. Ges., 1908b, Bd 60, No. 1.
- Gagel C. Mittelatlantische Vulkaninseln. — Handb. Regional. Geol., 1910, Bd 7, Abt. 10.
- Gale N. H., Moor bath S., Simons J., Walker G. P. L. K-Ar ages acid intrusive rocks from Iceland. — Earth Planet. Sci. Lett., 1966, vol. 1, No. 5.
- Gaskell T. F., Swallow J. C. Seismic refraction experiments in the Indian Ocean and in the Mediterranean Sea. — Nature, 1953, vol. 172, No. 4377.
- Gast I. G. Tristans new volcano. — New Sci., 1962, vol. 14, No. 285.
- Gast P. W. Isotopic composition of lead in oceanic volcanic rocks, evidence for chemical heterogeneity of the mantle. — In: Mantles of the earth and terrestrial planets. Intersci. Publ., 1967.
- Gast P. W., Tilton G. R., Hedge C. Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough islands. — Science, 1964, vol. 145, No. 3637.
- Gerard R., Langseth M., Ewing M. Thermal gradient measurements in the water and bottom sediment of the western Atlantic. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, No. 2.
- Gibson J. L., Walker G. P. L. Some composite rhyolite-basalt lavas and related dykes in eastern Iceland. — Proc. Geol. Assoc., 1964, vol. 74 (1963), Pt 3, Colchester.
- Girod M., Camus G., Vialette I. Sur la presence de tholeiites à l'île Saint-Paul (Indian Ocean). — Contr. Mineral. Petrol., 1971, vol. 33, No. 2.
- Girod M., Nougier J. Volcanism of the Sub-Antarctic Islands. — Antarctic Geol. Geophys. Oslo, 1972.
- Gougel J. Geothermie. — Rapp. nat. trav. franc. 1963—1966. Paris, 1967.
- Grant A. C. Geological and geophysical results bearing upon the structural history of the Flemish Cap region. — In: Earth science symposium on offshore eastern Canada. Canad. Geol. Surv., 1971, Paper 17—23.
- Grim P. J. Heat flow measurement in the Tasman sea. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, No. 15.
- Grindley G. W., Harrington H. J., Wood B. L. The Geological Map of New Zealand 1:2 000 000. — Bull. New Zealand Geol. Surv., 1959, No. 66.
- Gupta M. L., Verma R. K., Hamza V. M., Venkateshwar, Rao G., Rao R. U. M. Terrestrial heat flow and tectonics of the Cambay basin, Gujarat state (India). — Tectonophys., 1970, vol. 10, No. 1—3.
- Gupta M. L., Verma R. K., Rao R. U. M., Hamza V. M., Rao G. V. Terrestrial heat flow in Khetri copper belt Rajasthan, India. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, No. 16.
- Hacquebard P. A. The Carboniferous of eastern Canada. — Canad. Geol. Surv. Open-File, Rep. No. 76. Internat. Congr. Carbonifer. Stratigr. Geol., 1971.
- Hall T. G. Geological Structure and History of the Falkland Islands. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 1912, vol. 11.
- Hamilton E. J. Isotopic Composition of Strontium in a Variety of Rocks from Reunion Island. — Nature, 1965, vol. 207, No. 5002.
- Hamilton E., Harland W. B., Miller J. A. Isotopic ages from some Spitzbergen rocks. — Nature, 1962, vol. 195, No. 4847.
- Hamilton E. J., Sandford K. S. Rubidium-strontium ages from North-East Land (Spitzbergen). — Nature, 1964, vol. 201, No. 4925.
- Harding R. R. The Mullach Sogar complex St. Kilda, Outer Hebrides. — Scott. J. Geol. Edinburgh, 1966, vol. 2, Pt 2.
- Harding R. R. The major ultrabasic and basic intrusions of St. Kilda, Outer Hebrides. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1967, vol. 66, No. 17.
- Harris P. G. The volcanic eruption on Tristan da Cunha in 1961 (Abstract). — Bull. volcanol., 1964, vol. 27.
- Hartung G. Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzerote und Fuerteventura. Neue Denkschriften der Schweizerischen Gesellschaft für allgem. — Naturwissenschaften, 1857, Bd 15.
- Hartung G. Betrachtungen über Erhebungskrater, ältere und neuere Eruptivmassen nebst einer Schilderung der geologischen Verhältnisse der Insel Gran-Canaria. Leipzig, 1862.
- Hatori H. Occurrence of sillimanite-garnetbiotite gneisses and their significance in metamorphic zoning in the South Island, New Zealand. — New Zealand J. Geol. Geophys., 1967, vol. 10, No. 1, Wellington.

- Hausen H. Vulkanismen på Kanarioöarna. — *Geol.*, 1956, No. 8—9.
- Hausen H. On the geology of Lancarote, Graciosa and Isletas (Canarian archipelago) — *Comment. phys.-math. Soc. Sci. Fennica*, 1959a, vol. 23, No. 4, Helsinki.
- Hausen H. On the geology of Fuerteventura (Canary Islands). — *Comment. phys.-math. Soc. Sci. Fennica*, 1959b, vol. 22, No. 1.
- Healy J. H. A comment on the evidence for a worldwide zone of low seismic velocity at shallow depths in the earth's crust. — *Struct. and Phys. Propert. Earth's crust. Wash. D. C.* 35—39 *Discuss.*, 1972.
- Heaney J. B. Gough Island-scientific survey 1955—1956. — *Polar. Rec.*, 1957, vol. 8, No. 55.
- Heim Fr. Geologische Beobachtungen über Sud-Georgien. — *Z. Ges. Erdkunde Berlin*, 1912.
- Helgeson H. C. Geologic and thermodynamic characteristic of the Salton Sea geothermal system. — *Amer. J. Geol. Sci.*, 1968, vol. 266, No. 3.
- Henevey T. L., Wasserburg G. J. Heat flow near major strike-slip faults in California. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, No. 32.
- Hentinger R., Jolivet J. Sur quelques déterminations flux géothermique en France. — *Bull. rech. Geol. Mineral*, 1967, vol. 2.
- Hernando-Pacheco A. Nota previa sobre el complejo basáltico de la isla de la Palma (Canarias). — *Estud. Geol.*, 1971, vol. 27, No. 3.
- Hersey J. B. Marine geophysical investigations in the West Indies. — *Paper Geol. Surv. Canada*, 1966, No. 66-15, Ottawa.
- Herzen R. P., von, Vacquero V. Terrestrial heat flow in Lake Malawi, Africa. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, No. 16.
- Hill M. N., Loughton A. S. Seismic observation in the eastern Atlantic. — *Proc. Roy. Soc.*, 1952, vol. 222, No. 1150.
- Hochstetter F. Geologische Beschreibung der Insel St. Paul, Indischen Ocean. — *Reise Österreich Frigate «Navara» um die Erde*, 1866, Bd 2, Wien.
- Holtedahl O. New features in geology of NW Spitzbergen. — *Amer. J. Sci.*, 1914, vol. 37.
- Holtedahl O. On paleozoic series of Bear Island, especially on the Hecla hook system. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1919, Bd 5, Hft 2—3.
- Holtedahl O. Paleogeography and diastrophism in the Atlantic Arctic region during Paleozoic time. — *Amer. J. Sci.*, 1920, ser. IV, vol. 49, No. 289.
- Honnorez J., Keller J. Xenolithe in vulkanischen Gesteinen der Äolischen Inseln. — *Geol. Rundschau*, 1968, Bd 57, No. 3.
- Horai K. Измерения теплового потока Земли на о. Хоккайдо. — «Токё дайгаку дзисин кэнкюсё ихо, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*», 1963a, vol. 41, No. 1 (на японск. яз.).
- Horai K. Измерения теплового потока в Тихоку. — «Токё дайгаку дзисин кэнкюсё ихо, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*», 1963b, vol. 41, No. 1 (на японск. яз.).
- Horai K. Terrestrial heat flow in and around the Japanese Islands. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, vol. 48, No. 1.
- Horai K., Chessman M., Simmons G. Heat flow measurements on the Reykjanes Ridge. — *Nature*, 1970, vol. 225, No. 5229.
- Houtz R. E., Ewing J. I. Detailed sedimentary velocities from seismic refraction profiles in Western North Atlantic. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68, No. 18.
- Houtz R., Ewing J., Ewing M., Lonardi A. G. Seismic reflection profiles of the New Zealand Plateau. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, No. 18, Washington.
- Hsu K. J., Ryan W. B. F., Cita M. B. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. — *Nature*, 1973, vol. 242, No. 5395.
- Huckriede R., Kursten M., Venzlaff H. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). — *Geol. Jahrb.*, 1962, Beiheft 51.
- Hyndman R. D., Everett J. E. Heat flow measurements in a low radioactivity area of the Western Australia Pre-Cambrian Shield. — *Geophys. Roy. Astron. Soc.*, 1968, vol. 14, No. 5.
- Hyndman R. D., Jaeger J. C., Sass J. H. Heat flow measurements on the southeast coast of Australia. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 7, No. 1.
- Hyndman R. D., Sass J. H. Geothermal measurements at Mount Isa, Queensland. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, No. 2.
- Isaacson P. E. Evidence for western extracontinental land source during the Devonian period in the Central Andes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, No. 1.
- Ishida S. Wano formation in Imami-Oshima, Ryukyu Islands, Japan. — *J. Geol. Soc. Japan.*, 1969, vol. 75, No. 3.
- Ishii J., Okada S., Nomura I. Studies of the Marine sediments of the northwest coast of Hokkaido, Japan, Pt I. On gravels dredged from the Mussashi Bank. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1973, vol. 79, No. 5.
- Jeremine E. Sur quelques lavas de l'île Raivavae (Archipel Tubuai ou Austral). — *Bull. volcanol.*, 1959, vol. 21.

- Jeremine E., Sandra A. Basaltes de Tahiti. II. Les filons postvolcaniques. — C. R. 85e Congr. Soc. Sav. Paris et Depart. Sec. Sci., Chambéry — Annecy, 1960. Paris, 1960.
- Jessop A. M., Judge A. S. Five measurements of heat flow in southern Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, vol. 8, No. 6.
- Jhering H. Die Insel Fernando de Noronha. — *Globus*, 1895, Bd 62, No. 15.
- John C. V. Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Cap Verdinische Insel St. Vinzente, von Cap Verde und von der Insel San Miguel (Azoren). — *Geol. Reichsanstalt Jahrb.*, 1896, Bd 46, Wien.
- Kaneoka I., Isshicki N., Lashu Sh. K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. — *Geochim. J.*, 1971, vol. 4, No. 2.
- Kano H. Studies on the Usuginu conglomerates in Kitakamu Mountains. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1971, vol. 77, No. 7.
- Katz S., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Pt I. Atlantic ocean basin, west Bermuda. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, No. 4.
- Kear D. A summary of the geology of Western Samoa. — *N. Z. J. Geol., Geophys.*, 1967, vol. 10, No. 5.
- Kear D., Wood B. L. Geology and hydrology of Western Samoa. — *New Zealand Geol. Surv. Bull.*, Wellington, 1959, No. 63.
- Keilhack K. Beitrage zur Geologie der Insel Island. — *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 1886.
- Kerr J. W. A submerged continental remnant beneath the Labrador Sea. — *Earth, Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 1967, vol. 2, No. 4.
- Kiyoshi M. A finding of the gravel gneissic rocks from the Koura formation in Shimane Peninsula district and their geological significance. — *J. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, No. 9.
- Knebel W. Der vulkanische Aufbau der Insel Gran Canaria. — *Globus*, 1907, Bd 92, No. 21—22.
- Korgen B. J. Heat flow through the floor of Cascadia Basin. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, No. 20.
- Kranck E. H. The South Antillean Ridge. — *Bull. Commiss. geol. Findlande*, 1934, No. 104.
- Krejci-Graf K. Vulkanologische Beobachtungen auf den Azoren. — *Frankfurter geogr. Hefte*, 1956, Bd 30, No. 1.
- Krejci-Graf K. Vulkaninseln und Inselnvulkane. — *Natur und Volk*, 1961, Bd 91, No. 10.
- Krejci-Graf K. Vertical—Bewegungen der Makaronesen. — *Geol. Rundschau*, 1962, Bd 51, Hft 1.
- Krejci-Graf K. Zur Geologie Makaronesen. Die Mittelatlantische Vulkaninseln. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 1965, Bd 57 (1964), Hft 2.
- Krueger H. K-Ar age of basalt cored in Mohole project (Guadelupe site). — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, No. 6.
- Krummenacher D., Dowd D. H., Duda V. F., Cunningham W. B., Kingery F. L., Spiedel W. F. Potassium-argon ages from xenoliths and differentiates in coarse-grained rocks from the centre of the island of Tahiti French Polynesia (abs.). — *Geol. Soc. Amer. Abs. Programs*, 1972, vol. 4, No. 3.
- Krummenacher D., Noetzlin J. Datation d'échantillons de roches en provenance Polynesie française. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1966, vol. D 263, No. 1.
- Krynine P. D. Primeval Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, No. 12, Pt 2.
- Kuonen Ph. H. Marine Geology. New York—London, 1950.
- Kuno H. On the «Porphyroid»-like Gneiss Pebbles found in some conglomerates from the Maizuru district and their origin — Petrographical contribution to the problem on Basement of the Japanese Islands. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1961, vol. 67, No. 785.
- Kutschale H. Arctic Ocean geophysical studies: the southern half of the Siberia basin. — *Geophysics*, 1966, vol. 21, No. 4.
- Lachenbruch A. H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 22.
- Lacroix A. Les roches à nepheline de Tahiti. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1904, vol. 139.
- Lacroix A. Le roches alcalines de Tahiti. — *Bull. Soc. Geol. France*, 1910, 4 ser., vol. 10.
- Lacroix A. La constitution lithologique des les volcaniques de la Polynesie Australe. — *Mem. Acad. Sci. Paris*, 1928, vol. 59, p. 1—82.
- Langseth M. G. jr., Taylor P. T. Recent heat flow measurements in the Indian Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, No. 24.
- Larsen O. K/Ar age determination from Western Greenland. — *Rept. Geol. Surv. Greenland*, 1966, No. 11, Kobenhavn.
- Le Bas M. J. On the occurrence in Ireland of a lava related to Hawaiiite. — *Proc. Geol. Assoc.*, 1965a, vol. 76, Pt 1.

- Le Bas M. J. On the origin of Tertiary granophyres of the Carlingford complex, Ireland. — Proc. Geol. Soc. London, Session 1964—1965, 1965b, No. 1618—1628.
- Le Maître R. W. Petrology of volcanic rocks Gough Island, South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, No. 11.
- Le Merne, A. E., S ass J. H. Heat flow at Cobar, New South Wales. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, No. 10.
- Lessing P., Catanzaro E. J. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios in Hawaiian lavas. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, No. 8.
- Lessing P. R., Decker W., Reynolds R. C. jr. Potassium and rubidium distribution in Hawaiian lavas. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68.
- Lewis J. Terrestrial heat flow at Eldorado, Saskatchewan. — Canad. J. Earth. Sci., 1969, vol. 6, No. 5.
- Lilly H. D. Late Precambrian and Appalachian tectonics in the light of submarine exploration on the Grat Bank of Newfoundland and in the Gulf of St. Lawrence. Preliminary views. — Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, No. 7, Haven.
- Lindgren W. Concentration and circulation of the elements from the standpoint of economic geology. — Econ. Geol., 1923, vol. 18, p. 419—442.
- Livingstone A. A garnet peridotite and garnet—amphibole piroxenite from South Harris, Outer Hebrides and their bearing on the South Harris eclogite facies status. — Mineral. Mag., 1967, vol. 36, No. 279.
- Long J. E. Preliminary Rb—Sr investigation of Tertiary granite and granophyre from Skye. — Geochim. cosmochim. acta, 1964, vol. 28, No. 11.
- Lotze F. Das Bauschema der Insel Gran Canaria (Kanarische Inseln). — Neues Jahrb. Geol., Palaontol. Monatsh., Jahrg. 1970, Hft 12.
- Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. Seismic-reflection measurements in the Magellan straits. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, No. 8.
- Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. Structure of Argentine continental margin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 52, No. 12.
- Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. E. Sediments and structure of the Japan sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, No. 5.
- Machado F. Alguns problemas de vulcanismo da ilha de Tenerife. — Bol. Soc. Portug. Cienc. natur. (1963—1964), 1965, vol. 10.
- Machado F. Mechanism of Fogo volcano, Cape Verde islands. — Garsia Orta, 1965, vol. 13, No. 1.
- Madirazza I., Fegerslev S. Lower eocene tuffs at Monsted north Jutland. — Bull. Geol. Soc. Denmark, 1969, vol. 19, p. 202.
- Marshall P. Ocean contours and earth movements in the South West Pacific. — Trans. Austral. Assoc. Adv. Sci., 1909, vol. 12.
- Marshall P. Oceania. — Handb. Regional. Geol., 1911, Bd 7, Abt 2, Hft 9.
- Masaki I., Hitoshi A., Harumi K., Young K., Yasumasa K., Michio K., Yoshifumi M. Происхождение гальки кислых интрузивных пород на островах Японии, западная часть Тихого океана. — Izu Peninsula, Tokyo, 1972 (на японск. яз.).
- Mason R. G., Raff A. D. Magnetic survey off the west coast of North America, 32°N latitude to 42°N latitude. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, No. 8.
- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T., Matsuka K., Kawano Y., Ueda Y. The Precambrian problem in younger orogenic zones. An example from Japan. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, No. 3.
- Mauffret A., Auzende J., Olivet J. L., Pautot G. Le bloc continental Balear (Espagne) — extension et evolution. — Marine Geol., 1972, vol. 12, No. 4.
- Mauger R. L., Damon P. E., Livingston D. E. Cenozoic argonages in metamorphic rocks from the Basin and Range Province. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, No. 7.
- McDonald G. A. Petrography of the Samoa Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, vol. 55, No. 11.
- McDonald G. A. Petrography of the Wallis Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, vol. 56.
- McDonald G. A. Petrography of Iwo Jima. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1948, vol. 59, No. 10.
- McDonald G. A. Hawaiian petrographic province. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 60, No. 10.
- McDonald G. A. A contribution to the petrology of Tutuila, American Samoa. — Geol. Rundsch., 1968, Bd 57, Hft 3.
- McDonald G. A. Petrology of the Basalt cores from Midway Atoll. — US Geol. Surv. Prof. Paper, 1969, 680-B.
- McDougall I. Potassium-argon ages of some rocks from Viti Levu, Fiji. — Nature, 1963, vol. 198, No. 4881, London.
- McDougall I. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, vol. 75, No. 2.
- McDougall I. The geochronology and evolution of the young volcanic island Reunion. — Geochim. cosmochim. acta, 1971, vol. 35, No. 3.

- McDougall I., Chamalaun F. H. Isotopic dating and geomagnetic polarity studies on volcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, No. 8.
- McDougall I., Compston W. Strontium isotope composition and potassium-rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodriguez, Indian Ocean. — *Nature*, 1965, vol. 207, No. 4994.
- McDougall I., Lingen G. J. van der. Age of the rhyolites of the Lord Howe Rise and evolution of the southwest Pacific ocean. — *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, No. 2.
- Meinke W., Hurtig E., Weiner I. Temperaturverteilung Wärmeleitfähigkeit und Wärmefluss im Thüringer Becken. — *Geophys., Geol.*, 1967, No. 11.
- Melikow P. Über einige vulkanische Sande und Auswurflinge von der Insel Sao Antao. — *Mitt. Naturwiss. Vereines Steienmark* (1895), 1896, Hft 32.
- Menard H. W., Chase T. E. Tectonic effects of upper mantle motion. — *The Upper Mantle Symposium*, New Dehli, 1964, Copenhagen, 1965.
- Mendosa-Dias A. A. A crustal deforming agents and the mechanism of the volcanic activity in the Azores. — *Bull. Volcanol.*, 1959, vol. 21.
- Meyer A. Les basaltes du Kivu meridional. — *Mem. Congo Belge et Ruanda-Urundi*, 1953 (1954), No. 2.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. Ocean magnetic anomalies and their relation to continents. — In: *Plate tectonics: assessments and reassessments*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, Mem. 23.
- Miller J. Potassium-argon ages of some rocks from the South Atlantic. — *Nature*, 1960, vol. 187, No. 4752.
- Miller J. A., Harland W. B. Ages of some Tertiary intrusive rocks in Arran. — *Mineral Mag.*, 1963, vol. 33, No. 261.
- Miller J. A., Mohr R. A. Potassium-argon age determination on rocks from St. Kilda and Rockall. — *Scott. J. Geol.*, 1965, vol. 1, Pt 1.
- Miller J. A., Mudie J. D. Potassium-argon age determinations on granite from island of Mahe in the Seychelles archipelago. — *Nature*, 1961, vol. 192, No. 4908.
- Milne A. R. A seismic refraction measurement in the Beaufort sea. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 56, No. 3.
- Mitchell A. H. G., Warden A. J. Geological evolution of the New Hebrides-Island arc. — *J. Geol. Soc.*, 1971, vol. 127, Pt 5, September.
- Mitchell-Thome R. C. Geology of the South Atlantic Islands. — *Beitr. reg. Geol. Erde*, 1970, Bd 10, S. 367, Berlin—Stuttgart.
- Mizutani H., Baba K., Kobayashi N., Chang C. C., Lee C. H., Kang Y. S. Heat flow in Korea. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, No. 1—3.
- Moen A. Symposium on tectonism of the Pacific Northeast. — *Trans. and Geophys. Union*, 1971, vol. 52, No. 9.
- Mohr P. A. The Ethiopian Cenozoic lavas. A preliminary study of some trends: spatial, temporal and chemical. — *Bull. Geophys. Observ. Haile Seliassie I Univers.*, 1963, vol. 3, No. 2.
- Mongelli F., Riechetti G. The earth's crust and heat flow in the fossa Bradanica, southern Italy. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, No. 1—3.
- Moorbath S., Bell J. Strontium isotope abundance studies and rubidium strontium age determination on Tertiary igneous rocks from the Isle Scye northwest Scotland. — *J. Petrol.*, 1965, vol. 6, No. 5.
- Moorbath J. S., Walker G. P. L. Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland. — *Nature*, 1965, vol. 207, No. 4999.
- Moorbath S., Welke H. Isotopic evidence for the continental affinity of the Rockall bank, North Atlantic. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1968, 1969, vol. 5, No. 4, Amsterdam.
- Moore E. M. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. — *Geol. Soc. Amer. Paper* 118, 1969.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Ichkawa K., Sato T., Ludwig W. J., Ewing J. I., Edgar N. T., Houtz R. E. Crustal structure of the Philippin Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 10.
- Murray J., Renard A. F. Deep Sea Deposits. — *Rept Challenger. Exped.*, London, 1891.
- Nagahama H., Mizuno A. The Miocene fresh-water Molluscan fauna from Narushima in the Central part of the Islands of Goto with some notes on the related geological problems. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1965, vol. 71, No. 836.
- Navarro F. Observaciones geologicas en la isla Hierro (Canarias). — *Mem. Real. Soc. Espagne hist.-nat. Madrid*, 1907—1908, Bd 5.
- Ninkovich D., Heezen B. C. Physical and Chemical properties of volcanic glass shards from puzziolana ash, There Island and from upper and lower ash layers in Eastern Mediterranean deep sea sediments. — *Nature*, 1967, vol. 213, No. 5076.

- Noe-Nygaard A. Geology of the Faroes (Sixteenth William Smith lecture, delivered 11 October 1961). — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1962, vol. 118, Pt 4, No. 472.
- Noe-Nygaard A. The invisible part of the Faroes. — *Medd. fra Dansk. Geol.*, 1966a, forent 16, Hft 2.
- Noe-Nygaard A. Chemical composition of tholeiitic basalts from Wyville—Thomson Ridge belt. — *Nature*, 1966b, vol. 212, No. 5059.
- Nordenskjold O. Antarktis. — *Handb. Region. Geol.*, 1913, Bd 8, Abt. 6.
- Nordenskjold O. Die nordatlantischen Polar Inseln. — *Handb. Region. Geol.*, 1923, Bd 4, Abt. 2b.
- Normark W. R., Shor G. G. jr. Seismic reflection study of the shallow structure of the Hawaiian arch. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 22.
- Northrop J., Heezen B. C. An outcrop of Eocene sediment on the continental slope. — *J. Geol.*, 1951, vol. 59.
- Nosek M. Utwory trzeciorzedowe i ich weglenosnosc w zachodniej czesci neicke polnocnosudeckiej. — *Kwart. Inst. Geol.*, 1964, vol. 8, No. 2.
- Nougier J. Esquisse geologique de la peninsula Rallier du Baty archipel de Kerguelen. Terres australes et antrctiques francaises. — *Bull. Soc. Geol. France*, 1967, ser. 7, vol. 8, No. 4.
- Nougier J. Contribution a l'etude geologique et geomorphologique des iles Kerguelen, vol. 1, 2. — *Compt. pat. franc. rech. antarct.* (Publs), 1970, No. 27/1.
- Novak V. Zemsky tepelny tok v hlubianich vrtech Zarosice, 1 a 2 v oblasti Zdanickho lesa. — *Věst. Ustréd. ustavu geol.*, 1971, vol. 46, No. 5.
- Nozawa T. Isotopic ages of Hida metamorphic belt; Symmary and Note in 1968. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1958, vol. 74, No. 8.
- Obermüller A. G. Contribution à l'étude geologique mineral de l'île (Clipperton Polinesie francaise). — *Rec. Geol. mineral. Polinesie Franc.* Paris, 1959a.
- Obermüller A. G. Esquisse geologique de l'ilot Clipperton 1 : 50 000. Paris, 1959b.
- Officer C. B. Southwest Pacific crustal structures. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1955, No. 36.
- Oftedahl C. Miocene Volcanism in the North Sea. — *Nature*, 1971, vol. 230, No. 5289.
- Ojany F. F. Some geographical consideration of tertiary-recent volcanic episods in East Africa. — *Bull. Ghana Geogr. Assoc.*, 1966, vol. 11, No. 1.
- Oliver J. E., Ewing M., Press F. Crustal structure and surface-wave dispersion, Pt 4. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 66, No. 7.
- Ostenson N. A. Geophysical studies in the Greenland Sea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 79, No. 1.
- Ozima M., Kaneoka I., Aramaki S. K-Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the Western Pacific area and discussion of oceanic crust. — *Earth Planet Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, No. 3.
- Ozima M., Ozima M., Kaneoka I. Potassium-argon ages und magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 2. Washington.
- Page B. M. Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, No. 4.
- Parga J.-R., Vegas R. Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Penninsula). — *Geol. Rundsch.*, 1972, Bd 61, Hft 1.
- Part G. M. Report of the rocks collected from St. Vicent, Cape Verde Islands. — *Rept. geol. collect. made during voyage «Quest» 1921—1922.* Brit. Mus., 1930.
- Paterson W. S. B., Zaw L. K. Additional heat flow determination in the area of Mould Bay, Arctic Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1966, vol. 3, No. 2.
- Patterson C., Duffield B. The isotopic composition of lead in the Easter Island rhyolite. — *Geochim. Cosmochim. acta*, 1963, vol. 27, No. 11.
- Pegau A. A. Geology of Viti Levu, Fiji. — *Ber. P. Bishop Mus. Bull.*, 1934, No. 119.
- Pelletier B. R. A granodioritic drill core from the Flemish Cap, eastern Canadian continental margin. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, vol. 8, No. 14.
- Perie J. H. On the Graptolite-bearing rocks of the South Orkneys. — *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 1905, vol. 25.
- Peter G., Weeks L. A., Burns R. E. A reconnaissance geophysical survey in the Andaman Sea and across the Andaman-Nicobar Island arc. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, No. 2.
- Peterson M. N. A., Goldberg E. D. Feldspar distributions in south Pacific pelagic sediments. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67.
- Philippi E. Geologische Beobachtungen auf Kergelen. — *Deutsche Sudpolar Expedition 1901—1903*, 1908, Bd 2, Hft 2.
- Phillips R. P. Seismic refraction studies in Gulf of California. — *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1964, vol. 48, No. 3.
- Pirouet. Note preliminaire sur la geologie d'une partie de la Nouvelle Caledonie. — *Bull. Soc. geol. France*, 1903, ser. 4, vol. 3, No. 2.
- Pjeturss H. Island. — *Handb. regional. Geol.*, 1910, Bd 4, Hft 1.

- Puranan M., Jarvimaki P., Hamalainen U., Lehtinen S. Terrestrial heat flow in Finland. — *Geoexploration*, 1968, vol. 6, No. 3.
- Pyle T. E., Meyerhoff A. A., Fahlquist D. A., Antoine J. W., McGrevey J. A., Jones Ph. C. Metamorphic rocks from Northwestern Caribbean Sea. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, No. 2.
- Raitt R. W. Seismic-refraction studies of the Pacific Ocean Basin. Pt I. Crustal thickness of the Central Equatorial Pacific. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, No. 12, Pt 1.
- Rao R. U., Verma R. K., Venkateshwar R., Rao G., Hamza V. M., Panda P. K., Gupta M. L. Heat flow studies in the Gondvana valley (India). — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, No. 1—3.
- Reed F. R. C. *The Geology of the British Empire*. 2nd ed., London, 1949.
- Reinisch R. Gesteine von der Bouvet-Inseln von Kerguelen, St. Paul und Neu-Amsterdam. — *Wiss. Ergebn. dtsch. Tiefsee Exped. d. d. Dampsch. «Valdivia»*, 1908, Bd 10, L. 3.
- Reinisch R. Gesteine der atlantischen Inseln: St. Helena, Ascension, Sao Vicente (Kapverden) und sao Miguel (Azoren). — *Deutsche Sudpolar Expedition 1901—1903*, Bd 2. Geographie und Geologie. Berlin, 1912a.
- Reinisch R. Die von der Deutschen Sudpolarexpedition (1901—1903) gesammelten Gesteinsproben. — *C. R., XI Sess. Intern. Geol. Congr., Stockholm*, 1912b.
- Reitzel J. Some heat—flow measurements in the North Atlantic. — *J. Geophys. Res.*, 1961, vol. 66, No. 7.
- Renard A. Report on the rock specimens collected on Oceanic Islands during the years 1873—1876. — *Phys. Chem.*, 1889, vol. 11, London.
- Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the «Carnegie» on its seventh cruise. — *Carn. Inst. Wash.*, 1944, Publ. 556.
- Rex R. W. Heat flow in the Imperial Valley of California. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, vol. 47, No. 1.
- Rhea K., Northrop J., Herzen R. P. von. Heat-flow measurements between North America and the Hawaiian Islands. — *Marine Geol.*, 1964, vol. 1, No. 3.
- Richards A. F. Petrographic notes on two eastern Pacific oceanic islands and a seamount. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, vol. 69, No. 12, pt 2.
- Richards A. F. Geology of the Islands Revilla—Gigedo, Mexico. 4. Geology and petrography of Islands Roca Partida. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1964, vol. 75, No. 11.
- Richards J. R., Cooper J. A., Webb A. W., Coleman P. Y. Potassium argon measurements of the age of basal schists in the British Solomon Islands. — *Nature*, 1966, vol. 211, No. 5055.
- Richey J., McGregor A. G., Anderson F. W. *British regional geology, Scotland Tertiary volcanic district*. 3-ed ed. 1961.
- Ridley W. I. Volcanoclastic rocks in Tenerife, Canary, Islands. — *Nature*, 1967, vol. 213, No. 5071.
- Roberts D. G., Bishop D. G., Laughton A. S., Ziolkowski A. M., Scrutton R. A., Matthews D. H. New sedimentary basin on Rockall Plateau. — *Nature*, 1970, vol. 225, No. 5228.
- Roberts D. G., Matthews D. H., Eden R. A. Metamorphic rocks from southern end of the Rockall Bank. — *J. Geol. Soc.*, 1972, vol. 128, pt 5.
- Robson G. R., Spector J. Crystal fractionation of the Scaergaard type in modern icelandic magmas. — *Nature*, 1962, vol. 193, No. 4822.
- Rodda P., Snelling N. J., Rex A. C. Radiometric age data on rocks from Viti Levu Fiji. — *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1967, vol. 10, No. 5.
- Rodgers K. A. Felsic plutonic rocks from the southern portion of the New Caledonian Ultramafic Belt. — *Geol. Mag.*, 1973, vol. 110, No. 5.
- Romanovsky V., Roobaert S. Mesure du gradient de temperature dans les sediments a grande profondeur dans le golfe de Goscogne. — *Trav. Centre rech. etudes oceanogr.*, 1967, vol. 7, No. 1.
- Rothe P. Zum Alter des Vulkanismus auf den ostlichen Kanarea. — *Comment, phys.-math. Soc. Sci. Fennica*, 1966, Bd 31, No. 13.
- Rothe P. Petrographische Untersuchungen an Basalten und Trachyten. Ein Beitrag zur Vulkano-Stratigraphie Lanzarote (Kanarische Inseln, Spanien). — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1967, Hft 2—3, Stuttgart.
- Rothe P. Mesozoische Flisch—Ablagerungen auf Kanarien insel Fuerteventura. — *Geol. Rundschau*, 1968, Bd. 58, Hft 1.
- Rothe P., Schminke H. U. Contrasting origins of the eastern and western islands of Canarian an Archipelago. — *Nature*, 1968, vol. 218, No. 5147.
- Rothplitz A. Das Tal von Orotava auf Tenerif. — *Petermanns Mitt.*, 1889, S. 237—251.
- Sabine P. A. The Geology of Rockall. — *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.*, 1960, vol. 16.
- Sabine P. A. Rockall: an unusual occurrence of Tertiary granite. — *Proc. Geol. Soc. London*, 1965, Sess. 1964—1965, No. 1619—1628.
- Sander G. W., Overton A. Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic Archipelago. — *Geophysics*, 1965, vol. 30, No. 1.

- Sapper R. Beitrage zur Kenntniss von Palma und Lanzerote. — Petermanns Mitteil., 1906, Bd 52.
- Sass J. H. Heat-flow values from the Precambrian shield of Western Australia. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, No. 2.
- Sass J. H., Kileen P. G., Mustonen E. D. Heat-flow and surface radioactivity in the Quirke Lake Sincline near Elliot Lake, Ontario, Canada. — Canad. J. Earth. Sci., 1968, vol. 5, No. 6.
- Sass J. H., Lachenbruch A., Monroe R. J., Greene G. W., Moses Th. H. jr. Heat flow in the western United States. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, No. 26.
- Sass J. H., Monroe R. J. Heat flow from deep boreholes on two island arcs. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 72, No. 23.
- Sass J. H., Monroe R. J., Lachenbruch A. H. Measurement of geothermal flow through poorly consolidated sediments. — Earth Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 4, No. 4.
- Sato S., Sasa Y., Hirokawa O., Nagahama H. The Paleocurrent of Paleogene in the East of Kushiro City. — J. Geol. Soc. Japan, 1967, vol. 73, No. 12.
- Sauer G. A. Untersuchungen über phonolitische Gesteine der Canarischen Inseln. Diss. — In: Auguralis Mineral, 1876.
- Schaffer Ch., Brooke J. Cores from the crest of the Mid-Atlantic Ridge. — Geotimes, 1970, vol. 15, No. 3.
- Scharff R. F. Some remarks on the Atlantic problem. — Proc. Roy. Irish. Acad., 1902—1904, vol. 24, sect. B.
- Scharizer R. Über Mineralien und Gesteine Jan Mayens. — In: Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, 1884.
- Schlich R., Delteil J. R., Moulin J., Patriat Ph., Guillaume R. Mise en évidence d'une sédimentation de marge continentale sur la plateau de Kerguelen/Heard. — Acad. Sci. Compt. Rend., 1972, vol. 272.
- Schmidt R. G. Volcanic rocks of Saipan, Mariana Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 65, No. 12.
- Schmincke H. U. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeirs, and Azores islands groups. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, No. 2.
- Schmincke H. U., Swanson D. A. Caldera auf Gran Canaria (Vorlauf. Mitt.). — Neues Jahrb. Geol. Paleont. Monatsh, 1966, Hft 5.
- Schmincke H. U., Weibel M. Chemical study of rocks from Madeira, Porto Santo, Sao Miguel and Tereira. — Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1972.
- Schreiber B. Ch. New evidence concerning the age of the Hawaiian Ridge. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, No. 12.
- Schwarz E. H. L. The rocks of Tristan d'Acunha Island brought back by H. M. S. «Oden», 1904. — Trans. S. Africa. Soc. Philos., 1905, vol. 16.
- Schwarz H. E. L. The former land connection between Africa and South. — Amer. J. Geol., 1906, vol. 14, No. 2.
- Schwarzbach M., Munnich R. O. Zur Bestimmung der absoluten Altes der Grabok-Vulkane (West Island). — Naturwissenschaften, 1956, Bd 43, No. 8.
- Sclater G., Corry E. Heat flow Hawaiian area. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, No. 14.
- Sclater J. G., Menard H. W. Topography and heat flow of the Fiji Plateau. — Nature, 1967, vol. 216, No. 5119, London.
- Scrutton R. A. The crustal structure of Rockal Plateau microcontinent. — Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 1972, vol. 27.
- Searle E. J. Quartzose xenoliths and pyroxene aggregates in the Auckland basalts. — N. Z. J. Geol., Geophys., 1962a, vol. 5, No. 1, Wellington.
- Searle E. J. Xenoliths and metamorphised rocks associated with the Auckland Basalts. — N. Z. J. Geol., Geophys., 1962b, vol. 5, No. 3, Wellington.
- Selli R., Fabbri A. Tyrranian: a pliocene deepsea. — Acad. Nr. Lincei., 1971, Ser. 8, vol. 50, Roma.
- Shand J. S. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge. — J. Geol., 1949, vol. 57, No. 1.
- Sharma P. V. Geophysical evidence for a buried volcanic mount in the Scagerrak. — Bull. Geol. Soc. Denmark, 1969, vol. 19.
- Sharmann G., Newton E. T. Note on some fossils from Seymour Island. — Trans. Roy. Soc. Edinburg, 1894, vol. 37.
- Shibata K., Adachi M. Rb-Sr and K-Ar geochronology of metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate, Central Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1972, vol. 78, No. 5.
- Shibata K., Adachi M., Mozutani S. Precambrian rocks in Permian conglomerate from central Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1971, vol. 7, No. 8.
- Shor G. Seismic reflection profile in Coral sea basin. — Science, 1967, vol. 158, No. 3803.
- Sigurdsson H. Petrology of acid xenoliths from Surtsey. — Geol. Mag., 1968, vol. 105, No. 5.

- Sigurdsson H. Fildspar relations in Icelandic alkali rhyolites. — Mineral. Mag., 1971, vol. 38, No. 296.
- Sigvaldson G. E. Das Liparitvorkommen des Moskardshnjuker auf Island. — Beitr. Mineral. Petrogr., 1958, Bd 6, No. 2.
- Simmons G. Velocity of compressional waves in various minerals at pressures to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, No. 6.
- Simmons G., Brace W. F. Comparison of static and dynamic measurements of compressibility of rocks. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, No. 22.
- Smith W. C. Notes on the rocks collected on Ascension Islands. — In: Rept. Geol. collect. made during Voyage of the «Quest», 1921—1922. Brit. Mus., 1930a.
- Smith W. S. Diego Alvarez or Gough Island. — Rept. Geol. collect. made during Voyage of the «Quest», 1921—1922. Brit. Mus., 1930b.
- Snively P. D., McLead N. S., Wagner H. C. Tholeiitic and alkalic basalts of the eocen Siletz river volcanics Oregon coast range. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, No. 6.
- Sougy J. West African Fold Belt. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, No. 7.
- Speight R. Petrological notes on the Kermadec Islands with some geological evidence for the existence of a Subtropical Pacific continent. — Trans. Proc. N. Z. Inst., 1909a, vol. 42.
- Speight R. Notes on the Geology of the West Coast Sounds. — Trans. Proc. N. Z. Inst., 1909b, vol. 42.
- Speight R. On a collection of rocks from Norfolk Island. — Trans. Proc. N. Z. Inst., 1913, vol. 45.
- Stark J. T., Hay R. L. Geology and petrology of volcanic rocks Truk Island, east Caroline Islands. — US Geol. Prof. Pap., 1963, No. 409.
- Stearns H. Geology of the Wallis Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, vol. 56, No. 9.
- Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoh lava and its xenoliths. — N. Z. J. Geol., Geophys., 1958, vol. 1, No. 2, Wellington.
- Stelzner Gesteine von den Capverden. — Huttenmann. Zeitung, 1867, No. 6.
- Stewart D. Petrography of some rocks from South Orkney Islands and the Antarctic Archipelago. — Amer. Mineralogist, 1934, vol. 22, No. 3.
- Stewart J. W., Snelling N. J. The significance of radiometric age data from Peruvian igneous and metamorphic rocks. Lima, 1970.
- Storzer D., Selo M. Ages par la methode des traces de fission de basaltes prelevés dans la vallee axiale de la dorsale medio atlantique aux environs de 37° Nord. — Compt. Rend. Acad. Sci., 1974, vol. D279, No. 21.
- Studt F. E., Thompson G. E. K. Geothermal heat flow in the North Island of New Zealand. — N. Z. J. Geol., Geophys., 1969, vol. 12, No. 4.
- Summerhayes C. P. The marine geology of the Auckland Islands area. — Trans. Roy. Soc. N. Z. Geol., 1967, vol. 4, No. 13.
- Sweet K., Smith D. E. Paleogeography and depositional environments of the Cambro-Ordovician shallow-marine facies of the North Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, No. 11.
- Talbot J. L., Hobbs B. E., Wilshire H. G., Sweatman T. R. Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen Archipelago. — Amer. Mineralogist, 1963, vol. 48, No. 1—2.
- Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaii, Iwajima and Japan. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, No. 6.
- Teichert C. Some trans-Pacific correlations. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, No. 12, Pt 2.
- Terre de Assuncao C. F., Carilho M. H. Petrografia da ilha de S. Vicente. Novos elementos para o seu conhecimento. — Garsia Orta, 1965, vol. 13, No. 2.
- Thomson A. A., Evison F. F. Thickness of the Earth's crust in New Zealand. — N. Z. J. Geol., Geophys., 1962, vol. 5, No. 1.
- Thorarinsson S. The Median zone of Iceland. The World Rift system. Symposium, Ottawa 1965. — Geol. Surv. Pap. Canada, 1966, No. 66-14.
- Thorarinsson S. Some problems of volcanism in Iceland. — Geol. Rundsch., 1967, Bd 57, Hft 1.
- Thoroddsen Th. Island. Grundriss der Geographie und Geologie. — Petermanns Mitt., 1906, Ergänzungshefte, No. 152, 153, Gotha.
- Tilley C. E. Petrographical notes on rocks from Elephant Island, South Shetlands. — Rept. Geol. Collect. made during Voyage of the «Quest», 1921—1922. Brit. Mus., 1930.
- Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, vol. 106.
- Tokuoka T. The Shimanto Terrain in the Kii Peninsula, Southwest Japan with special reference to its geologic development viewed from coarser classic sediments. — Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., ser. Geol., Miner., 1967, vol. 34.
- Tokuoka T. Orthoquartzitic Gravels in the Paleogene Muro Group Southwest Japan. — Mem. Sac. Sci., Kyoto Univ., ser. Geol., Min., 1970, vol. 37, No. 1.

- Trumphy R. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, No. 6.
- Tryggvasson E., Bath M. Upper crustal structure of Iceland. — J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, No. 6.
- Tryggvason T., White D. E. Rhyolitic tuffs in lower tertiary plateau basalts of eastern Iceland. — Amer. J. Sci., 1954, vol. 253, No. 1.
- Tuttle O. F. Geothermal gradient and granite magma. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 56, No. 12, Pt 2.
- Tyrrell G. W. The Petrology of South Georgia. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh., 1916a, vol. 50, Pt IV.
- Tyrrell G. W. Further notes on the Petrology of South Georgia. — Geol. Mag., 1916b, Dec. VI, vol. 111.
- Tyrrell G. W. The Petrography and Geology of South Georgia. — Rept. Geol. Collect. made during Voyage of the «Quest», 1921—1922. Brit. Mus., 1930.
- Uda T. Deformation of granite pebbles in Utaro conglomerate at Cape Frimo, Hokkaido, Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1973, vol. 79, No. 6.
- Upshaw C. F., Armstrong W. E., Creath W. B., Kidson E. J., Sanderson G. A. Biostratigraphic Framework of Grand Bank. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1974, vol. 58, No. 6, Pt 2.
- Upton B. G. J., Wadsworth W. J. The basalts of Reunion Island, Indian Ocean. — Bull. volcanol., 1966, vol. 29, Pt 5, Napoli.
- Upton B. G., Wright W. G. Intrusions of gabbro and granophyre in the Snaefellsnaes, western Iceland. — Geol. Mag., 1961, vol. 98, No. 6.
- Urey H. C. The planets, their origin and development. — Yale Univ. Press. New Haven, 1952.
- Uyeda S., Yasui M., Sato T., Akamatsu H., Kawada K. Heat flow measurements during the JEDS-6 and JEDS-7 cruises in 1963. — Oceanogr. Mag., 1964, vol. 16.
- Vacquer V., Uyeda S., Yasui M., Sclater J., Corry Ch., Watanabe T. Studies of the thermal state of the northwestern Pacific. — Bull. Earthquake Inst. Univ. Tokyo, 1966, vol. 44, No. 4.
- Vaugnat M. Sur le presence de lavas sous marines dans le soubassement de la Caldera de Taburiente la Palma (Canaries). — Arch. Sci., 1961, vol. 14, No. 1.
- Vincent P. Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). — Mem. Bureau Rech. Geol. Mineral., No. 23, Paris, 1963.
- Vine F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence. — Science, 1966, vol. 154.
- Volk H. R. Geologische Grunde fur die Existenz sialischen Krustenmaterial im Mittelmeer ostlich von Vera (SE-Spanien) zur Zeit des jungeren Pleozans. — Proc. Koninke niederl. Akad. wet. B., 1966, vol. 69, No. 3. Amsterdam.
- Voort H. B. Zum Flischproblem in den Westpyrenaen. — Geol. Rundschau, 1964, Bd 53, Hft 1.
- Wager L. R., Hamilton E. J. Some radiometric rocks and the problem of the southward continuation of the East Greenland Caledonian orogeny. — Nature, 1964, vol. 204, No. 4863.
- Wager L. R., Vincent E. A. Ferrediorite from the Isle of Skye. — Mineral. Mag., 1962, vol. 33, No. 256.
- Walker F., Nicolaysen L. O. The petrology of Mauritius. — Colon. Geol. and Mineral Resources, 1954, vol. 4, No. 1.
- Walker G. P. L. The Breiddellur central volcano eastern Iseland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, vol. 119, No. 1.
- Walker G. P. L. Iceland's volcanoes. — Times Sci. Rev., No. 51, 1964.
- Walker G. P. L. Acid rocks Iceland. — Proc. Geol. Soc. London, 1965, No. 1619—1628.
- Walker G. P. L., Groasdale R. Puo Planian — type eruption in the Azoren. — J. Geol. Soc., 1971, vol. 127, Pt 1.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M. Age determination and geologic studies, L-Ar Isotopic ages, report 8. — Geol. Surv. Canada Paper, 1968, 67-2, Pt A.
- Washington H. S., Keyes M. G. Rocks of the Galapagos Islands. — J. Wash. Acad. Sci., 1927, vol. 17, No. 21.
- Watanabe T., Epp D., Uyeda S., Langseth M., Yasui M. Heat flow in the Philippine sea. — Tectonophysics, 1970, vol. 0, No. 1—3.
- Waters A. C. Basalt magma types and their tectonic associations: Pacific northwest of the United States. — Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. No. 6. Washington, 1962.
- Watkins N. D., Gunn R. M., Nougier J., Baksi A. K. Kerguelen: Continental Fragment or Oceanic Island? — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, No. 2.
- Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. — Braunschweig, 1926.
- Welke H., Moorbath S., Cummings G. L., Sigurdsson H. Lead isotope studies on igneous rocks from Iceland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 4, No. 3.

- Wellman P., McElinny M. W. K-Ar age of the Deccan Traps, India. — *Nature*, 1970, vol. 227, No. 5258.
- Wells F. G., Walker G. W., Marriam Ch. W. Upper Ordovician and Upper Silurian formations of the northern Klamath Mountains, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, No. 5.
- Werveke van L. Beitrage zur Kenntnis der Gesteine der Insel Palma. — *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Planet.*, 1879.
- Wichmann A. Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. — *Tschersmak's mineral und petrogr. Mitt.*, 1883, Bd 5, Hft 1.
- Wilckens O. Zur Geologie der Sudpolarlander. — *Zbl. Mineral., Geol., Paleontol.*, 1906, p. 173—180.
- Williams H. Volcanic History of the Galapagos Archipelago. — *Bull. volcan.*, 1966, vol. 29, Napoli.
- Wood B. L. Geology of the Cook Islands. — *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1967, vol. 10, No. 6.
- Woodrow D. L., Fletcher F. W., Ahrnsbrak W. F. Paleogeography and Paleoclimate at the Deposition sites of the Devonian Catskill and old red facies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, No. 9.
- Woodward D. J., Hunt T. M. Crustal structure across the Tasman sea. — *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1971, vol. 14, No. 1.
- Woolnough W. G. The continental origin of Fiji. — *Proc. Linnean Soc. New South Wales*, 1903, vol. 28, p. 457—496, 500—540.
- Woolnough W. G. A contribution to the Geology of Vitu Levi. — *Proc. Linnean Soc. New South Wales*, 1907, vol. 32, p. 431—471.
- Wright R. Remifications of extreme age of St. Peter and St. Paul rocks. — *Bull. Amer. Assoc. Geol. Petrol.*, 1965, vol. 49, No. 10.
- Wright J. B. Petrographic sub-provinces in the Tertiary to recent volcanics of Kenya. — *Geol. Mag.*, 1965, vol. 102, No. 6.
- Wright J. B. Distribution of volcanic rocks about mid-oceanic ridges and the Kenya Rift valley. — *Geol. Mag.*, 1970, vol. 107, No. 2.
- Yagi K. Petrochemistry of the alkalik rocks of the Ponape Island, Western Pacific Ocean. — In: *Internat. Geol. Congr. Rep. Twenty-first sess., Pt 13, Copenhagen*, 1960.
- Yasui M., Epp D., Nagasaka K., Kishii T. Terrestrial heat flow in the seas round the Nansei Shoto (Ryukyu Islands). — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, No. 1—3.
- Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Uyeda S. Studies of the thermal state of the Earth. The 18-th paper: terrestrial heat flow in the Japan sea (2). — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo, Univ.*, 1966, vol. 44, No. 4.
- Yossi M. Distribution of igneous and metamorphic rocks in the South Sea Islands Under Japanese Mandate. — *Imp. Acad. Tokyo*, 1937, vol. 13, No. 3.
- Zbyszewski G. Le volcan de Furnas dan L'ile de Saint-Miguel (Azores). — *C. R. XIX sess. Intern. Geol. Congr.*, 1952, fasc 17, Alger, 1954.
- Zbyszewski G. Le volcanisme des iles de Corvo et de Flores (Acores). — *Intern. Geol. Congr., 23-rd Sess. Českosl., Proc. Sess. 2, Prague*, 1968.

Оглавление

Предисловие	
Глава I. Кислые породы дна океанов	
Глава II. Физические поля Земли	
Глава III. Структура коры древнего «океана» Тетис	
Глава IV. Проблемы перманентности океанов и дрейфа континентов	
Заключение	
Литература	

Александр Алексеевич Пронин

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ

*Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии
им. А. Н. Заварицкого Уральского научного центра АН СССР*

Редактор издательства Е. А. Семенова
Художник М. И. Разулевич
Технический редактор А. П. Чистякова
Корректоры Г. Н. Атлас и Г. А. Мошкина

Сдано в набор 11/II 1977 г. Подписано к печати
8/VI 1977 г. Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 2.
Печ. л. 13^{1/2}=18.90 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 21.15.
Изд. № 6534. Тип. зак. № 132. М-25012. Тираж 1000.
Цена 2 р. 30 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

2 р. 30 к.

2010



**Издательство
«НАУКА»
Ленинградское
отделение**