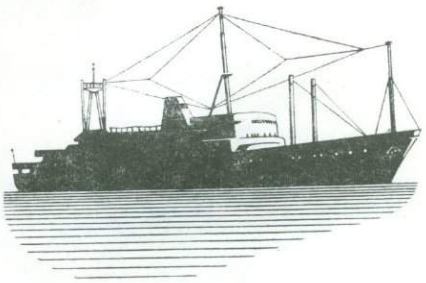
ОКЕАНОЛОГИЯ



ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНА

ОСАДКО-ОБРАЗОВАНИЕ И МАГМАТИЗМ ОКЕАНА

ОКЕАНОЛОГИЯ



ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР
А. С. Монин

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корреспондент АН СССР
П. Л. Безруков

доктор геолого-минералогических наук
О. К. Бордовский

доктор биологических наук
М. Е. Виноградов

кандидат химических наук
И. И. Волков

доктор физико-математических наук
В. М. Каменкович

член-корреспондент АН СССР
А. П. Лисицын

доктор физико-математических наук
Ю. П. Непрочнов

доктор физико-математических наук
О. Г. Сорохтин

ОКЕАНОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНА

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И МАГМАТИЗМ ОКЕАНА

К 425

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
член-корреспондент АН СССР
П. Л. Безруков



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1979

УДК 551.35+552.30+553.31+553.64+553.98

Г $\frac{20801-186}{055\,(02)-79}$ 418—78 1903030100

© Издательство «Наука», 1979 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА СЕРИИ «ОКЕАНОЛОГИЯ»

В XIX в. и первой половине XX в. в науках об океане преобладал описательный подход (в связи с чем они объединялись под термином «океанография»), причем описывалось главным образом географическое распределение тех или иных явлений и характеристик (так что описания имели прежде всего региональный характер и лишь затем поднимались на уровень глобального синтеза). К середине XX в. этот необходимый этап развития наук об океане был в основном завершен, и, располагая накопленной описательной основой, специалисты по этим наукам смогли перейти от описания распределений к анализу процессов.

Современная океанология — это наука о физических, химических, геологических и биологических процессах в Мировом океане. Исследования этих процессов объединяются вследствие единства среды, в которой они происходят, многообразных взаимодействий между ними, единого методологического подхода к их изучению — исследования трансформации и обмена энергии и веществ в океане и, наконец, единства главных технических средств исследований — научно-исследовательских судов.

Первое монографическое изложение основ современной океанологии было осуществлено в многотомном издании «The Sea» (т. 1, 1962; т. 2, 3, 1963; т. 4, 1970; т. 5, 1974). За годы, прошедшие после издания первых томов этой монографии, было накоплено много новых знаний, которые внесли изменения в фундамент нашего понимания процессов (таковы, например, в области физики океана сведения о его вертикальной тонкослойной микроструктуре и о распространенности в нем мезомасштабных синоптических вихрей, а в области геологии океана — построения тектоники литосферных плит).

В десятитомной серии «Океанология» Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР предпринимает попытку изложить накопленную в мире сумму знаний по главным перспективным проблемам океанологии на уровне 1976 г., надеясь, что этот материал сможет послужить основой для дальнейших океанологических исследований на ближайшие десятилетия. Сбалансированность материалов по разным отраслям океанологии и однородность томов серии обеспечивались составленным заранее единым оглавлением для всех десяти томов и творческими контактами их авторов (которые в основном являются сотрудниками Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР). Стремясь отразить международный уровень знаний по каждому излагаемому вопросу, мы вместе с тем заботились о достаточной полноте освещения вклада советских ученых.

Серия «Океанология» состоит из пяти двухтомников, посвященных физике, химии, геофизике, геологии и биологии океана.

В двухтомнике «Физика океана» том 1 «Гидрофизика океана» посвящен основам термогидромеханики океана, мелкомасштабным гидродинамическим процессам в нем (вертикальной тонкослойной микроструктуре, турбулентности и диффузии примесей), проблеме мелкомасштабного и крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана, оптике океана, примыкающей к оптике атмосферы и океана, перспективной проблеме развития спутниковой океанологии и, наконец, связанным с процессами диффузии примесей задачам ядерной гидрофизики океана (т. е. исследованиям радиоактивности его вод). В томе 2 «Гидродинамика океана» рассматриваются общая

теория малых колебаний в океане и связанная с ней классификация волновых движений. Отдельные главы посвящены линейным и нелинейным проблемам акустических, ветровых, внутренних гравитационных и приливных волн в океане, волнам цунами и Россби, а также проблемам устойчивости океанских течений. Большой раздел отведен изложению теории крупномасштабных течений в океане.

В двухтомнике «Химия океана» том 1 «Химия вод океана» посвящен закономерностям распределения газов, органических веществ, биогенных элементов, микроэлементов и компонент карбонатной системы в водах Мирового океана, изменчивости химического режима вод океана, скоростям и масштабам химических, физико-химических и биохимических процессов в толще вод океана и на его границах с атмосферой и твердой землей, химическому балансу Мирового океана и процессам его химического загрязнения. В томе 2 «Геохимия донных осадков» излагаются проблемы формирования химического состава и ранних стадий процессов диагенеза морских и океанских осадков (т. е. их превращения в осадочные породы), а также современные представления о геохимической эволюции Мирового океана.

В двухтомнике «Геофизика океана» том 1 «Геофизика океанского дна» посвящен современным методам морских геофизических исследований и сведениям об основных геофизических полях океана. В томе 2 «Геодинамика» излагаются современные представления о глубинном строении Земли, эволюции ее оболочек и об источниках энергии тектонических процессов; дается характеристика теории тектоники литосферных плит и приводятся новейшие палеогеодинамические реконструкции, показывающие распределение океанов и континентов, а также границ литосферных плит в разные эпохи фанерозоя.

В двухтомнике «Геология океана» в томе «Осадкообразование и магматизм океана» приводятся основные сведения о литологии, минералогии, фациях донных осадков, о петрологии магматических пород океанского дна и о полезных ископаемых дна (нефти, газе, полиметаллических железомарганцевых конкрециях, фосфоритах). В томе «Геологическая история океана» приводятся основные сведения о стратиграфии осадков океана и анализируются данные об истории геологического развития океанов в мезозое и кайнозое, включая материалы глубоководного бурения, даются обобщения по тектонике и условиям палеосреды океанических областей Земли.

В двухтомнике «Биология океана» том 1 «Биологическая структура океана» посвящен описанию глобальных закономерностей распределения жизни в океане и их зависимостям от факторов окружающей среды. В томе 2 «Биологическая продуктивность океана» даются научные основы для поиска путей управления биологической продуктивностью океана: излагаются основные сведения об океанических экосистемах и использовании человеком биологических ресурсов океана, а также о влиянии антропогенных загрязнений океана на морские организмы.

Книги серии «Океанология» смогут служить учебными пособиями для студентов и аспирантов — физиков, химиков, геофизиков, геологов, биологов и инженеров, специализирующихся по той или иной отрасли океанологии. Они будут полезны научным работникам — океанологам всех специальностей, лицам, занимающимся прикладными проблемами торгово-пассажирского флота, долгосрочного прогноза погоды, морского рыболовства и аквакультуры, использования минеральных и энергетических ресурсов океана.

А. С. Монин

ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА

В настоящее время мы переживаем эпоху бурной «вспышки» геологических исследований в океанах. Это связано с общим развитием наук о Земле, интенсификацией океанологических экспедиционных работ, с освоением и поисками новых источников энергетического и минерального сырья под океанскими акваториями. Поток новых фактов, выявленных при морских геологических и геофизических исследованиях, уже оказал огромное влияние на разработку представлений о строении и истории Земли в целом. Тем не менее геологическая изученность даже поверхности дна океанов (за пределами шельфов) продолжает оставаться в тысячи раз меньшей, чем поверхности суши, а сравнивать изученность недр океанского ложа и континентов до начала постановки глубоководного бурения (т. е. до 1968 г.) было вообще невозможно.

В последние годы были опубликованы крупные монографии по проблемам седиментогенеза в Мировом океане А. П. Лисицыным (1974, 1978) и Н. М. Страховым (1976 в). Естественно, что они охватывают далеко не все проблемы геологии океанов. Восполнить часть существующего пробела в нашей геолого-океанологической литературе и является задачей двухтомника «Геология океана».

В основу тома «Осадкообразование и магматизм океана» положены результаты геологических исследований, проводившихся в океанах Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР начиная с 1949 г. Кроме того, использованы некоторые результаты работ других советских научных учреждений, занимающихся изучением океанов, а также обширная иностранная литература.

В томе обобщены данные о петрологии магматических и метаморфических пород дна океанов, о современном вулканизме океанских областей, о литологии океанских осадков и осадочных пород, об их минеральном составе, о закономерностях распространения океанских фаций. На основе изложенных материалов делаются выводы о геологических процессах, протекающих в океане и в недрах его дна. Первоначально предполагалось одну из глав посвятить океанским осадочным формациям, но из-за ограниченности объема тома от этого пришлось отказаться. По той же причине не было возможности уделить особое внимание вопросам осадкообразования в прибрежной зоне, на шельфах, во внутренних и в окраинных морях, а также геохимии осадочного процесса в океанах. В последних главах тома приводятся краткие сведения о нефтегазоносности акваторий, о конкреционных многокомпонентных железомарганцевых рудах и фосфоритах на дне океанов, т. е. о тех полезных ископаемых, которые уже давно интенсивно разрабатываются в морях и океанах (нефть, газ) или станут объектом эксплуатации в недалеком будущем.

Книга подготовлена в основном коллективом научных сотрудников Института океанологии. Глава, посвященная современному вулканизму, написана геологами Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, а в составлении глав по магматическим породам минералогии осадков участвовали сотрудники Московского государственного университета и Геологического института АН СССР. Все авторы книги указаны в оглавлении.

Каждая глава и отдельные ее параграфы отражают научные представления и стиль изложения их авторов. Ответственный редактор стремился,

насколько это возможно, согласовать содержание отдельных глав или их частей, но сознает, что это ему удалось сделать не в полной мере в связи с различными подходами разных авторов к исследуемым объектам и все еще недостаточной изученностью многих геологических явлений и процессов в океане. Надо иметь в виду, что некоторые поднятые в книге вопросы в литературе еще мало освещены и их трактовка пока не везде может быть однозначной. Наличие в книге дискуссионных моментов, как нам кажется, будет в конечном итоге способствовать дальнейшему развитию исследований в соответствующих областях знаний.

В связи с тем, что в книге отсутствует карта с географическими названиями всех форм подводного и наземного рельефа, упоминаемых в тексте, при чтении ее рекомендуем пользоваться батиметрической картой Мирового океана в масштабе 1 : 40 000 000, приложенной к двухтомникам «Физика океана» (1978) и «Геофизика океана» (1979) многотомной серии «Океанология», или более крупномасштабными справочными картами «Атлантический океан» (1977), «Индийский океан» (1976) и «Тихий океан» (1976).

Мы надеемся, что книга окажется полезной для ученых разного профиля — геологов, литологов, петрологов, океанологов, а также специалистов в смежных науках.

П. Л. Безруков

Глава I

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДНА ОКЕАНОВ

Достигнутые в последние годы успехи в познании магматических пород океанических областей выражаются в огромном потоке информации, ежегодно публикуемой в советской и зарубежной печати. Одновременно отмечается необычайно возросший интерес геологов самых различных направлений к проблемам магматизма океанов в связи с необходимостью сопоставления полученных данных при решении на современном научном уровне кардинальных вопросов геологии. Вместе с тем число работ, посвященных проблемам океанского магматизма, в настоящее время достигло такого количества, что исследователям, не занимающимся узкими вопросами океанской геологии, трудно за ними уследить. Назрела необходимость создания обобщающих работ и информационных сводок. При составлении этой главы авторы стремились дать краткий обзор тех основных проблем, которые решаются современной наукой о магматизме океанов. С этой целью в главе приводятся сведения о главнейших типах пород океанических областей, их составе, распространении и условиях нахождения на дне. Основное внимание уделяется двум группам пород, играющим наибольшую роль в строении земной коры океанов,— ультраосновным и основным породам.

Приводимые данные о магматических ассоциациях, тесно связанных со строением океанической коры и геодинамическим режимом, существовавшим во время их образования, позволяют наметить главнейшие связи магматизма с тектоникой. Весь излагаемый материал свидетельствует о том, что причиной различий океанического и континентального магматизма является отсутствие взаимодействия глубинного вещества Земли с контрастной по составу ее верхней оболочкой. В то же время эволюция основных и ультраосновных магм, свойственных океанам, может служить моделью развития «чистого» мантийного магматизма.

Обилие материала и его разнообразие наряду с ограниченностью объема главы не дают возможность осветить все вопросы с одинаковой полнотой. Магматизм островных дуг нами вообще не рассматривается. В то же время изложенный материал, учитывающий новейшие данные, полученные советскими и зарубежными геологами, позволяет сделать ряд выводов, наметить направления дальнейших исследований, поставить вопросы, на которые сейчас нет однозначного ответа.

§ 1. ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Представление о базальтовом вулканизме в океанах существует еще с прошлого столетия. Оно сложилось на основании изучения островов. Преимущественное развитие на них относительно узкой группы щелочных базальтоидов много лет определяло мнение о щелочно-базальтовом вулканизме океанических провинций в целом. Щелочно-базальтовым петрографическим провинциям океанов противопоставлялись провинции толеитовых платобазальтов континентов. Это представление в корне изменилось с развитием морских геологических работ в последние два десятилетия. В результате петрохимических и минералогических исследований базальтов было установлено, что

на огромных пространствах океанического дна, в срединных хребтах, на океанических плитах, подводных горах и в основании океанических островов развиты однородные и специфические по составу океанические толеиты, отличающиеся от толеитовых базальтов континентов. Вершины же одиночных подводных вулканов, вулканических поднятий и океанических островов слагаются базальтоидами другого типа — щелочного (Петелин, 1964; Nicholls e. a., 1964; Muir, Tilley, 1964; и др.). Последующее, более детальное изучение базальтов океанов позволило внести ряд дополнений в представления о составе пород фундамента океанического дна.

1.1. Характер залегания и морфология лав

Так же как и на континентах, на дне океанов существуют два типа вулканических извержений: трещинного типа и центрального. Извержения трещинного типа приурочены преимущественно к областям с относительно устойчивым режимом растяжения земной коры, т. е. к осевым частям срединно-океанических хребтов, в то время как большинство аппаратов центрального типа располагается в пределах океанических плит и на вулканических поднятиях, образуя абиссальные холмы, одиночные вулканы, их цепи и гряды. Естественно, такая градация в значительной мере условна, так как существует много примеров вулканической деятельности переходного типа. С линейно-трещинным типом извержений в первую очередь связаны излияния лавовых потоков на склонах и дне рифтовых долин. В настоящее время имеется мало данных о мощности отдельных потоков и масштабах их площадного распространения. Судя по результатам глубоководного бурения, мощность их колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. Площадь предположительно одного лавового потока, слагающего возвышенность Маунт Венус, наблюдавшегося с батискафа «Архимед» в осевой части рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на 35° 40′ с. ш., приблизительно может быть оценена в несколько квадратных километров (Bellaiche e. a., 1974).

При подводных линейно-трещинных излияниях преобладают шаровые или подушечные лавы (пиллоу-лавы), в которых потоки состоят из массы округлых шаровых или эллипсоидальных тел — «подушек», отделенных друг от друга стекловатой поверхностью закаливания. Размеры сфероидов варьируют даже в пределах одного потока от 10 см до 1 м. Как правило, с поверхности они покрыты черной стекловатой коркой со скорлуповатой отдельностью. Мощность корок колеблется от десятых долей до 1—2 см. Внутренним частям свойственна радиальная отдельность, по которой крупные сфероиды и подушки разбиваются на шестигранные призмы.

Интересные данные по морфологии лавовых потоков были получены при погружении батискафа «Архимед» на дно рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Лавовый поток, слагающий валообразную возвышенность в осевой части долины, на пологих участках сложен шаровыми лавами с диаметром шаров до 1 м. На крутых склонах шары переходят в вытянутые цилиндрические тела (напоминающие валики от диванов), ориентированные длинной стороной вниз по направлению движения потока (Bellaiche e. a., 1974). В этом же районе были драгированы обломки базальтов, являющиеся фрагментами лавовых труб (Hekinian, 1973в).

Подводной вулканической деятельности центрального типа свойственно большее разнообразие морфологических типов извержений. Наряду с пиллоу-лавами широкое развитие приобретают гиалокластиты — продукты дробления и распыления базальтовой лавы, состоящие из остроугольных обломков вулканического стекла, большей частью палагонитизированного. Грануляция (дробление) лав сходна с процессом образования пеплов при

субаэральных эксплозивных извержениях. Но в океане, на глубине, где гидростатическое давление выше давления паров H_2O, не может быть взрывной деятельности (Ритман, 1964). Мак-Бирней определил эту глубину в 2000 м (McBirney, 1963). Поэтому предполагается, что причина образования гиалокластитов — дробление лавы при резком ее охлаждении водой (Bonatti, 1967).

С деятельностью аппаратов центрального типа связан еще один морфологический тип вулканических извержений, обнаруженный в центральной части Тихого океана на горе Петелина (Мурдмаа и др., 1973). Это тонкие лавовые потоки мощностью в несколько сантиметров, образованные, по-видимому, паразитическими трещинными излияниями в подножии и на склонах вулкана.

Излияния базальтов на дне океана сопровождаются гипабиссальной и интрузивной деятельностью, проявляющейся в образовании силлов и, возможно, секущих жильных тел.

1.2. Вопросы классификации вулканических пород

Наиболее широко при описании океанических базальтов применяется химическая классификация базальтов Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), основанная на нормативном составе пород, согласно которой выделяются: 1) толеиты кварцевые (пересыщенные SiO_2); характерные нормативные минералы: кварц, гиперстен; 2) толеиты (насыщенные SiO_2); характерный нормативный минерал — гиперстен; 3) толеиты оливиновые (слабо недосыщенные SiO_2); характерные нормативные минералы: оливин и гиперстен; 4) базальты оливиновые (недосыщенные SiO_2); характерен оливин; 5) базальты щелочные и базаниты (резко недосыщенные SiO_2); характерные нормативные минералы: оливин и нефелин.

Для океанического ложа характерны толеиты второй и третьей групп, а для океанических островов — четвертой и пятой. В природе между выделяемыми группами пород резких границ не существует.

Наряду с нормативно-минералогической классификацией при описании океанических базальтов многими исследователями применяется классификация минералогическая — по преобладанию тех или иных модальных минералов, чаще всего во вкрапленниках. Учитывая слабую раскристаллизованность океанических базальтов, вариации состава вкрапленников в связи с условиями кристаллизации, этот принцип классификации неудобен для сопоставления особенностей пород районов, разделенных большими расстояниями.

Нормативно-минералогическая классификация Йодера и Тилли также имеет ряд существенных недостатков. В частности, на состав и количество нормативных минералов влияет наличие твердых растворов, окисленность пород, вторичные изменения, приводящие зачастую к ложному определению классификационного положения базальтов.

Представляется более целесообразным в основу классификации положить комплекс признаков (химических, минералогических, геологических), которые позволят выделить крупные естественные группы базальтов, связанные с различными ассоциациями (или сериями) горных пород, т. е. классификация должна быть генетической. Известно, что базальтовые магмы обнаруживают тенденцию эволюционировать по трем главнейшим направлениям, образуя при этом следующие ассоциации (серии) пород: базальт → липарит; базальт → трахит; базальт (базанит) → фонолит. Базальты каждой из этих ассоциаций существенно отличаются друг от друга и соответствуют главнейшим генетическим группам. К первой группе относятся базальты нормальной щелочности, с высоким отношением полевошпатовой извести

к сумме щелочей. Базальты второй группы, являющиеся членами ассоциации базальт — трахит, характеризуются повышенной щелочностью, слабой недосыщенностью кремнеземом и низким отношением полевошпатовой извести к сумме щелочей. Базальты третьей группы — щелочные, недосыщенные кремнеземом, в связи с чем в них появляются фельдшпатоиды в ассоциации с полевым шпатом или без него (базаниты).

Дальнейшее подразделение базальтов внутри выделенных групп производится по разным признакам — химическим, минералогическим, геологическим. Так, породы первой группы разделяются на два типа — толеитовых (пижонитовых) и известково-щелочных (гиперстеновых) базальтов, имеющих существенные отличия в вещественном составе и образующихся в различной геологической обстановке. Особенно наглядно эти различия проявляются в более кремнекислых их дериватах. Так, ассоциации пород, связанных с толеитами, характеризуются прогрессивным накоплением железа, возрастанием отношения ΣFeO к MgO с увеличением кремнекислотности и преобладанием натрия в сумме щелочей. Эти базальты широко распространены как в подвижных поясах и на платформах континентов, так и на дне океанов. Группа щелочных базальтов разделяется также на два типа — калиевых и натровых базальтов, связанных постепенными переходами.

1.3. Петрография вулканических пород

Среди вулканических пород дна океанов резко преобладают океанические толеитовые базальты. Значительно реже встречаются щелочные оливиновые базальты. Эти две группы связаны между собой переходными типами пород.

Значительно более разнообразны ассоциации пород вулканических островов. Помимо толеитовых базальтов их основания, они представлены разнообразными членами базальт-трахитовых и базальт-фонолитовых ассоциаций. Самыми кислыми породами океанических островов являются щелочные риолиты и риодациты, однако количество их ничтожно.

Ниже дана сравнительная характеристика толеитовых и щелочных базальтов океана.

Базальты океана — типичные эффузивные породы с афировыми или порфировыми структурами. Разности, наиболее близкие к котектикам экспериментально изученных сухих систем Ab—An—Di и Ol—Q—Pl, содержат во вкрапленниках плагиоклаз и темноцветный минерал одновременно. Отсутствие вкрапленников свидетельствует об излиянии перегретой магмы, быстро поднявшейся к поверхности. В океанических базальтах наиболее типичными минералами вкрапленников являются оливин и плагиоклаз. Клинопироксены и рудные встречаются значительно реже. Основная масса базальтов состоит из микролитов тех же минералов и стекла. В большинстве своем базальты океанов относятся к мезократовым породам. Значительно реже встречаются меланократовые (пикриты, океаниты) и лейкократовые разности (табл. 1).

Характеристика главных породообразующих минералов океанических базальтов. *Плагиоклаз* присутствует в породах как во вкрапленниках, так и в основной массе. Наиболее ранние его генерации образуют крупные широкотаблитчатые слабосдвойникованные кристаллы, по составу приближающиеся к битовниту. Часто встречающееся оплавление, коррозия граней кристаллов свидетельствуют о том, что они либо интрателлурические, либо являются ксенокристаллами.

Более типична генерация кристаллов, имеющих удлиненно-таблитчатую, лейстовидную форму и по составу отвечающих лабрадору An_{60-70}. Для них характерны сложные полисинтетические, а также секториально-зональные двойники (Bryan, 1972, 1974; Frey e. a., 1974), образование которых

Таблица 1. Модальный минералогический состав океанических базальтов

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклаз:	50,6	42,5	25 1	31,5	48,7	45 2	43	52
во вкрапленниках	—	23,1	2,8	0,2	—	—	—	—
в основной массе	—	19,4	22,3	31,3	—	—	—	—
Оливин:	—	0,6	5,6	—	Сл.	1,2	—	10,8
во вкрапленниках	—	—	2,7	—	—	—	—	—
в основной массе	—	0,6	2,9	—	—	—	—	—
Пироксен:	39,2	31,0	16,3	55,9	25,8	49,2	9	23,8
во вкрапленниках	—	4,0	2,9	—	—	—	—	—
в основной массе	39,2	27,0	13,4	55,9	25,8	49,2	9	23,8
Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Рудный	6,4	8,8	10,2	11,2	5,7	44	2	3,4
Мезостазис	—	17,0	46	1,3	19,8	—	37	9,5

Примечание. 1 — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта (Engel A., Engel C., 1964); 2 — 4 — Срединно-Атлантический хребет (Bougault, Hekinian, 1974): 2 — плагиоклазовый базальт (среднее из 3 анализов); 3 — оливиновый базальт (среднее из 2 анализов); 4 — пироксеновый базальт (среднее из 3 анализов); 5 — 7 — Тихий океан (Yeats e.a., 1973): 5, 6 — океанический толеит; 7 — щелочной базальт; 8 — щелочной базальт (среднее из 14 анализов) (Myers, Bence e.a., 1975).

связано с ростом в переохлажденном расплаве. Переохлаждение вызывает также формирование скелетных ноздреватых зон во вкрапленниках с включениями вулканического стекла. Плагиоклазам часто свойственна зональность. Колебания в плагиоклазах океанических толеитов обычно не превышают 10—15% An-составляющей. Значительно шире вариации их составов в щелочных океанических базальтах. Плагиоклаз в этих породах, в периферии вкрапленников и в микролитах, доходит до андезина и даже олигоклаза (табл. 2).

В основной массе базальтов плагиоклаз представлен игольчатыми микролитами, обычно имеющими скелетные формы. Это связывает с их быстрым секториально-зональным ростом, при котором происходит неполное заполнение зоны (001) (Bryan, 1974). В основной массе часто присутствуют еще менее индивидуализированные кристаллы микронных размеров, образующие метельчатые, сноповидные скопления, часто нарастающие на микролиты.

Микрозондовое исследование плагиоклазов показало, что наряду с главными компонентами в них присутствуют примеси K, Ba, Sr, Ga, Fe, Mg. Особенно важное петрогенетическое значение имеют примеси K в виде ортоклазового компонента, Mg и Fe. Количество ортоклазовой составляющей наиболее высокое в плагиоклазах дифференцированных щелочных серий ($Or_{1,5-6}$). Отмечается прогрессивное увеличение его примеси с понижением содержания анортитовой молекулы (Myers e.a., 1975). Установлена также зависимость содержания Fe и Mg и отношения Fe/Fe + Mg от содержания в них Na и Ca и условий кристаллизации минералов в расплаве. Железо и магний в виде молекулы Ca (Fe, Mg) Si_3O_8 входят в решетку плагиоклаза, имея сродство структуре альбитовой составляющей. Содержание FeO и отношение FeO/FeO + MgO имеет прямую корреляцию с содержанием Na в плагиоклазах (рис. 1). Увеличение альбитовой составляющей сопровождается ростом содержаний Fe и отношения FeO′/FeO′ + MgO.

Клинопироксены в океанических толеитах редко наблюдаются во вкрапленниках. В наиболее раскристаллизованных разностях этих пород они пред-

ставлены как диопсид-авгитами, так и пижонитами. В основной массе пироксен содержится в виде либо мельчайших ограненных кристаллов, либо зародышевых кристаллитов, образующих перистые дендритовидные агрегаты. Для океанических толеитов типичен следующий ряд последовательно выделяющихся клинопироксенов: диопсид — авгит — ферроавгит —субкальциевый ферроавгит (рис. 2), где содержание феррисилитовой составляющей (Fs)

Таблица 2. Химический состав плагиоклазов из океанических толеитов (Frey e.a., 1974)

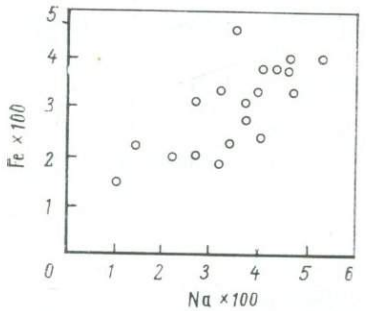
Окислы	1		2		3	4	5
	а	б	а	б			
SiO_2	52,4	50,7	50,3	51,4	50 1	50,3	49,5
TiO_2	0,07	0,04	0,07	0,06	0,00	0,02	0,02
Al_2O_3	29,8	30,6	29,6	29,5	30,8	29,5	31,5
FeO	0,68	0,48	0,67	0,45	0,85	0,86	0,51
MgO	0,24	0,21	0,31	0,25	0,49	0,48	0,54
CaO	13,2	14,2	13,7	13,9	15,4	16,5	16,8
Na_2O	3 74	3,12	3,86	4,38	2,79	2,89	2,45
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00
Сумма	100,12	99,35	98,51	99,97	100,47	100,55	101,33
Количество ионов в пересчете на 8(O)							
Si	2,377	2,325	2,333	2,350	2,293	2,303	2,244
Ti	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	1,593	1,651	1,616	1,590	1,655	1,593	1,685
Fe	0,025	0,017	0,026	0,016	0,032	0,032	0,013
Mg	0,016	0,013	0,021	0,016	0,033	0,032	0,036
Ca	0,641	0,697	0,679	0,678	0,753	0,809	0,815
Na	0,328	0,277	0 347	0,388	0,246	0,257	0,215
K	0 000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Сумма	4,981	4,980	5,023	5,041	5,003	5,026	5,013
FeO/FeO + MgO	0,74	0,70	0,68	0,64	0,63	0,64	0,49
An	66	72	66	64	75	76	79
Ab	—	—	—	—	—	—	—
Or	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — обр. 3–15: а — микролиты, б — фенокристы; 2 — обр. 2–11А; а — микролиты, б — микрофенокристы; 3 — обр. 3–19 — микролиты; 4 — обр. 3–14 — микрофенокристы; 5 — обр. 3–18 — микрофенокристы.

возрастает от 5 до 35%, содержание кальциевой составляющей (W_0) уменьшается от 45 до 20%, а магнезиальной (En) — от 45 до 39%. Относительно стабильное содержание Mg, так же как и появление в конечных членах ряда субкальциевых ферроавгитов, связанных с быстрым остыванием лав, является характерной чертой эволюции пироксенов в океанических толеитах. В соответствии с изменениями химизма в пироксенах меняются и их оптические свойства. Для моноклинных пироксенов оптические свойства описаны в базальтах Срединно-Атлантического хребта на 45° с. ш. (Muir, Tilley, 1964) (табл. 3).

В щелочных океанических базальтах пироксен встречается во вкрапленниках чаще. В отличие от пироксенов толеитов он представлен разностями, богатыми кальцием, с содержанием волластонитовой составляющей 44—46%,

и характеризуется (см. рис. 2) иной эволюцией — от диопсида к салиту и геденбергиту. При этом содержание Ca почти не изменяется, содержание Mg убывает, а Fe возрастает. Существуют отличия клинопироксенов из щелочных базальтов от пироксенов из океанических толеитов и в содержании таких компонентов, как Ti, Al, щелочи, Fe^{+3}. Содержание Ti, Fe^{+3} в первых увеличивается вплоть до появления бурых плеохроирующих титан-авгитов и



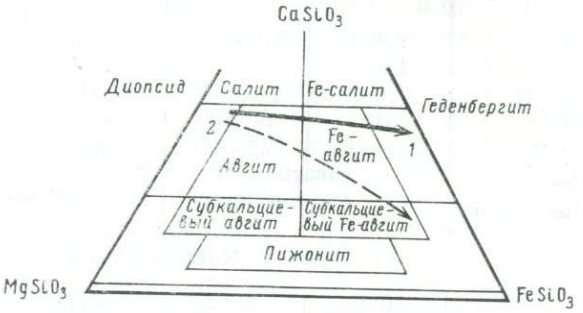


Рис. 1. Отношение атомных количеств Na и Fe в плагиоклазах (Yeats e. a., 1973)

Рис. 2. Эволюция моноклинных пироксенов в океанических базальтах
Направление эволюции: *1* — в океанических толеитах; *2* — в базальтах повышенной щелочности

реже эгирин-авгитов. В эволюционных рядах диопсид — геденбергит и диопсид — субкальциевый ферроавгит намечается обратная корреляционная связь между Fe^{+2}, с одной стороны, и Al, Fe^{+3}, Na — с другой. В зональных кристаллах от ядра к периферии с увеличением содержания феррисилитовой составляющей прогрессивно убывает содержание Al, Fe^{+3}, Ti, Na (Ridley e. a., 1974; Bryan, 1972; Myers e. a., 1975). Изменения составов зональных кристаллов клинопироксенов от центра к периферии видны в табл. 3.

Оливин в океанических толеитах преимущественно развит во вкрапленниках и ксенокристаллах (Muir, Tilley, 1964; Melson e. a., 1968), а в основной массе весьма редок. Количество вкрапленников оливина обычно не превышает 1—2%. Как правило, они мелкие, обладают ромбовидными очертаниями, нередко с корродированными гранями; характерны и скелетные формы роста. Оптические свойства и состав оливина океанических базальтов приведены в табл. 4. Состав оливина в толеитах обычно колеблется в пределах $Fo_{85}Fa_{18}$ — $Fo_{70}Fa_{30}$. Наиболее высокомагнезиальными являются ксенокристаллы ($Fo_{90}Fa_{10}$), сходные по составу с оливином гипербазитов. Оливинам свойственны примеси Ca, Ni, Ti (табл. 5). Количество CaO составляет 0,1—0,4 вес.%, реже 1% и более, NiO —0,2—0,3%. По данным Ридлея (Ridley e. a., 1974), имеется прямая корреляционная связь количества Ni и обратная — Ca с содержанием Mg в оливинах. Вкрапленникам оливина часто свойственно зональное строение, сопровождающееся увеличением к периферии содержания фаялитовой составляющей. В щелочных базальтах роль оливина как породообразующего минерала повышается. Содержание его во вкрапленниках увеличивается до 10% и более (см. табл. 1) В отличие от океанических толеитов оливин широко распространен и в основной массе. Зональность его значительно более резко выражена, более широки вариации состава — от Fo_{90-80} Fa_{10-20} до $Fo_{60}Fa_{40}$ и более (табл. 6).

Оливин неустойчив к вторичным изменениям, легко разрушается и замещается серпентином, смектитом, хлоритом. В шлифах чаще встречаются псевдоморфозы, выполненные вторичными продуктами и определяемые как оливин лишь по характерным кристаллографическим контурам.

Таблица 3. Оптические константы и химический состав пироксенов из базальтоидов рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта

Оптические константы	Оливиновый долерит		Долерит		Базальт	
	а	б	а	б	а	б
n_p	1,669	1,682—5	1,681	1,691—6	1,685	1,700
n_m	1,674	—	1,686	—	—	—
n_g	1,697	1,710—4	1,710	1,720—4	1,714	1,727
$2V$	51°	50°47′	50°	44°	45°	31°
$C : N_g$	41	42—44	39	43	—	—
Цвет	Желтый		Желтый		Бледно-желтый	
Плеохроизм	Слабый		Слабый		Слабый	
	Химический состав, вес.%					
SiO_2	50,66	50,08	50,33	49,03	50,11	48,85
Al_2O_3	5,33	4,39	3,87	3 67	6,61	5,73
TiO_2	1,17	1,41	1,33	1,64	1,618	1,87
Cr_2O_3	0,14	0,31	Не обн.	Не обн.	0,23	0,10
Fe_2O_3	0,44	1,13	1,53	2,44	0,46	1,58
FeO	5,06	6 35	5,89	7,46	7,39	9,47
MnO	0,17	0,21	0,19	0,25	0,22	0,26
MgO	15,77	15,40	15,86	16,06	15,33	13,99
CaO	20,41	20,33	20,69	19,31	17,47	17,25
Na_2O	0,36	0,34	0,34	0,38	0,43	0,38
K_2O	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
H_2O^-	—	—	—	—	—	—
H_2O+	0,10	—	—	—	0,15	—
	99,65	99,96	100,04	100,23	99,91	99,47

Примечание. Фракции: а — легкая, б — тяжелая (Muir, Tilley, 1964).

Таблица 4. Оптические свойства и состав оливина из океанических базальтов

Оптические свойства	11		25		65		21	56	23 Др 3/4	
	к	в	в	о	в	о	в	в	в	о
n_p	1,651	—	1,669—1,673		1,668—1,674		Зонален	Зонален	1,665—1,670	
n_g	1,685	—	1,702—1,710		1,702—1,710				1,700—1,705	
$2V$ (N_g)	86—88°	94—99°	92—96°	95—98°	94—96°	95—98°	94—99°	92—100°	—	90°
F_0	90	80—70	85—80	80—70	85—80	80—70	80—75	80—70	—	85

Примечание. к — ксенокристаллы, в — вкрапленники, о — основная масса; анализы 11, 25, 65, 21, 56 — Срединно-Атлантический хребет, рифтовая зона (Muir, Tilley, 1964); 23 Др 3/4 — Аравийско-Индийский хребет, рифтовая зона (замеры автора).

Амфибол в океанических толеитах не наблюдается. Он встречен (в небольших количествах) лишь в щелочных базальтах или в их дифференциатах. В щелочных базальтах силла, вскрытого глубоководной скв. 169 (Myers e. a., 1975), были описаны минералы группы амфибола, содержащиеся в количестве 0,1—0,6%. Они наблюдаются в виде мелких (до 0,1 мм) призматических зерен.

Таблица 5. Химический состав оливинов из океанских базальтов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	41,08	40,3	40,46	40,5	39,2	41,8	41,17	40,40
TiO_2	0,88	0,62	0,45	Не обн.	Не обн.	0,09	0,06	0,15
Al_2O_3	0,16	0,08	0,10	»	»	Не обн.	Не обн.	0,03
Fe_2O_3	0,93	0,90	1,76	—	—	—	—	—
FeO	8,24	8,37	8,26	10,16	13,7	14,08	14,59	11,85
MnO	0,14	0,14	0,14	0,13	0,20	0,24	0,25	0,75
MgO	47,34	49,28	48,53	49,42	45,6	47,63	47,53	46,20
CaO	0,29	0,31	0,24	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na_2O	1,27	Не обн.	0,22	0,43	0,42	»	»	»
K_2O	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»
	100,33	100,00	100,16	100,64	99,12	103,84	103,10	99,38

Примечание. 1—3 — рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта, 45° с.ш.: 1 — ксенокристалл из долерита; 2 — тот же анализ, CaO пересчитан на клинопироксен; 3 — ксенокристалл из оливинового базальта (Muir, Tilley, 1964); 4, 5 — дно Атлантического океана, к западу от Срединно-Атлантического хребта, 30° ю.ш.: 4 — микрофенокристалл из базальта; 5 — фенокристаллы корродированные (Frey e.a., 1974); 6, 7 — Тихий океан, к юго-востоку от Гавайских островов: 6 — ядро большого зерна из базальта; 7 — край того же зерна (Yeats e.a., 1973); 8 — рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта, 36°50′ ю. ш., оливин из пикритового базальта (Bougault, Hekinian, 1974).

2923

Таблица 6. Микрозондовый анализ зерна оливина (пересечение от ядра к периферии)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	37,3	37,9	36,6	34,4	32,2	32,2	32,4	31,7
Al_2O_3	0,07	0,00	0,00	0,00	0,16	0,09	0,05	0,24
FeO	22,5	23,8	30,3	43,4	54,5	55,8	55,8	58,7
MnO	0,39	0,23	0,38	0,83	1,11	1,13	1,20	1,33
MgO	39,1	38,8	33,2	22,7	12,1	10,5	11,1	8,12
CaO	0,41	0,36	0,36	0,36	0,49	0,50	0,47	0,59
Na_2O	0,03	0,02	0,00	0,02	0,05	0,09	0,08	0,06
Сумма	99,8	101,1	100,8	101,7	100,6	100,3	101,1	100,7
Количество ионов в пересчете на 4(O)								
Si	0,978	0,984	0,934	0,982	0,992	1,003	0,999	0,999
Al	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006	0,003	0,002	0,009
Fe	0,492	0,517	0,682	1,036	1,405	1,453	1,441	1,548
Mn	0,009	0,005	0,009	0,020	0,029	0,030	0,031	0,035
Mg	1,527	1,499	1,331	0,967	0,555	0,487	0,509	0,382
Ca	0,011	0,010	0,010	0,011	0,016	0,017	0,016	0,020
Na	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0 002	0,002	0,002
Fo	75,3	74,2	65,9	47,8	27,9	24,7	25,7	19,4
Fa	24,7	25,8	34,1	52,2	72,1	75,3	74,3	80,6

Примечание. Номера анализов от 1 до 8 соответствуют направлению пересечения от ядра к краю зерна (Myers e.a., 1975).

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

По характеру плеохроизма отмечаются три разновидности: зеленый арфедсонит, коричневый Ti-арфедсонит и желто-зеленый феррорихтерит.

В щелочных базальтах поднятия Маркус-Неккер амфибол представлен крупными (1—3 мм) вкрапленниками зелено-бурой роговой обманки (Матвеенков, 1974). В кристаллах выделяется ядро, имеющее более густую окраску, и краевая, более светлая зона.

Кроме вышеперечисленных минералов, являющихся породообразующими в базальтах океана, в них почти всегда в виде большей или меньшей примеси присутствуют титаномагнетит, ильменит, очень редко шпинель. В щелочных базальтах в небольших количествах может появляться также щелочной полевой шпат, калиевый или калиево-натровый (анортоклаз) и альбит. В особенно богатых щелочами базальтоидах появляются акцессорные фельдшпатоиды — нефелин, содалит, гаюин.

Вулканическое стекло по содержанию в породах варьирует в широких пределах — от близкого к 100% в закаленных частях лавовых потоков до долей процента в крупнокристаллических разностях пород. Различают гиаломелановые разности — наиболее чистые прозрачные стекла — и сидеромелановые — темно-бурые, черные стекла, непрозрачные из-за большого количества импрегнирующих их тончайших зерен рудных минералов. Базальтовые стекла, содержащие значительное количество окислов Fe, Fe^{+3}, Mg, Ti, имеют под микроскопом зеленую, коричневую, бурую окраску и высокие показатели преломления, близкие к $n = 1{,}6$. Вулканическое стекло легко переходит в палагонит — гидратированное стекло, содержащее переменное количество глинистых минералов группы смектита, монтмориллонита, гидрогетита.

Структуры и текстуры пород. Океанические толеиты относятся обычно к редкопорфировому или афировому типу пород. Основная масса в них сильно варьирует по структуре в зависимости от степени раскристаллизации, часто даже в пределах одного образца. Характерны гиалопилитовые, зародышево-вариолитовые, вариолитовые, интерстициально-офитовые структуры. Центральным частям мощных лавовых потоков и гипабиссальным телам свойственны мелко-среднезернистые долеритовые и даже крупнозернистые габбро-долеритовые структуры.

Закономерности строения шаровых лав нами были детально изучены в образцах из осевой части Аравийско-Индийского хребта. Поскольку это строение характерно для большинства вулканитов линейного типа излияний и в других частях океанов, целесообразно привести его описание (Чернышева, 1970). Вулканическое стекло, покрывающее поверхность подушки («пиллоу»), является коркой закаливания. Макроскопически стекло черное, в шлифе зеленовато-бурое, гиаломелановое ($N \approx 1{,}6$), изотропное. Под коркой в стекле появляются отдельные каплевидные образования (глобули диаметром 0,1—0,3 мм) темно-бурого слабо просвечивающего вещества, импрегнированного магнетитовой пылью. В них наблюдаются тончайшие скелетные микролиты плагиоклаза и метельчатые агрегаты кристаллитов клинопироксена. По мере удаления от периферии глобули сливаются, постепенно вытесняя гиаломелановое стекло. Зона бурого стекла, характеризующаяся витрофировой структурой, постепенно переходит в зону с гиалоофитовой или вариолитоофитовой структурой. Далее структура породы становится интерсертальной или интерсертально-офитовой. В центральных частях подушек в некоторых случаях наблюдаются микродолеритовые структуры. Постепенный переход от корки закаливания к вариолитовой структуре через микроглобулярную зону отмечается и в тонких лавовых потоках, имеющих мощность всего несколько сантиметров (Мурдмаа и др., 1973).

Очень сходное строение с вышеописанными имеют пиллоу-лавы, пересеченные скв. 163 в центральной части Тихого океана. Здесь отмечаются два

типа глобулей: красновато-коричневые и темные непрозрачные. Изучение их с помощью микрозонда показало, что по сравнению со стеклом красноватые глобули обогащены SiO_2, Al_2O_3 и Na_2O, тогда как непрозрачные обеднены этими компонентами и концентрируют FeO и MgO (Yeats e. a., 1973). По мнению указанных авторов, в этом случае имеет место явление ликвации, подобно описанному в щелочных лавах Тихого океана (Прокопцев, 1974).

Несколько иные структурно-текстурные неоднородности, связанные с ликвацией, были изучены в лавах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Флюидно-магматическое расслоение, имевшее место до кристаллизации магмы, привело здесь к появлению двух расплавов, один из которых обогащен лейкократовой составляющей и летучими, а второй — меланократовой составляющей и относительно «сухой». Излияние этой гетерогенной магмы привело к образованию пород со своеобразными флюидальными линзовидными текстурами.

Разнообразный набор пород, характеризующий полный разрез базальтового силла, был получен во впадине Хесса (Восточно-Тихоокеанское поднятие). По степени раскристаллизации здесь были выделены тонкозернистые микродолериты, переходящие в мелко- и среднезернистые долериты и крупнокристаллические габбро-долериты (Рудник, 1976).

Наблюдения над условиями и последовательностью кристаллизации породообразующих минералов в океанических базальтах и долеритах весьма важны для понимания их генезиса. Важнейшим фактором, определяющим раннюю кристаллизацию тех или иных минералов, является их избыточное содержание (против эвтектики) при термодинамических параметрах, соответствующих условиям их кристаллизации. Так, раннее появление плагиоклаза во вкрапленниках в океанических толеитах свидетельствует о существовавшем в момент кристаллизации низком давлении летучих в магме. Это подтверждается также поздней кристаллизацией окисных фаз, низким содержанием воды и других летучих компонентов, незначительным количеством пирокластического материала, связанного с ними. Ранняя кристаллизация оливина, также широко распространенного во вкрапленниках океанических толеитов, помимо того, что она фиксирует высокие температуры начала кристаллизации толеитовой магмы, свидетельствует о некоторой недосыщенности ее кремнеземом. Вкрапленники плагиоклаза и оливина часто интрателлурические, т. е. образовавшиеся до излияния магмы на поверхность. В связи с этим в некоторых подушечных обособлениях вкрапленники резорбированы и сохраняются только в закаленной стекловатой корке.

Парагенезисы основной массы в толеитовых базальтах отличаются от парагенезисов вкрапленников широким развитием клинопироксенов и незначительным — оливина. В щелочных базальтах обильны и разнообразны парагенезисы вкрапленников, в которых, помимо плагиоклаза и оливина, участвуют клинопироксен (диопсид или титан-авгит), роговая обманка, а также окисные минералы (титаномагнетит). Разнообразие парагенезисов вкрапленников свидетельствует о вариациях термодинамических условий в интрателлурической стадии кристаллизации щелочных базальтов.

Характерной особенностью щелочных базальтов является наличие в них включений (нодулей) ультраосновных и основных пород (перидотитов, пироксенитов, пироксен-плагиоклазовых пород). Среди них выделяются включения, обнаруживающие родственные черты с вмещающими их базальтами и лишенные их. По-видимому, они представляют ксенолиты верхней мантии, захваченные либо в области выплавления, либо при подъеме магмы к поверхности.

Нередко включения состоят из пород, родственных по составу изливающимся базальтам, и представляют собой, очевидно, ксенолиты интрузивов, образовавшихся на месте застывших промежуточных очагов.

Океаническим базальтам, как толеитовым, так и щелочным, свойственны пористые и массивные текстуры. В подушечных лавах поры либо располагаются концентрическими зонами параллельно поверхности пиллоу, либо хаотически по всей ее массе. Размеры и форма пор сильно варьируют. Иногда в шарах наблюдаются крупные (до 15—20 см) линзовидные полости, образование которых объясняется сокращением объема лавы при затвердевании (Аументо и др., 1973; Macdonald, 1972). Часто встречаются поры, образующие «струи», идущие от поверхности нижнего контакта сфероидов к центру. Вокруг этих «струй» отмечалась интенсивная палагонитизация вулканического стекла (Чернышева, Рудник, 1970а). Были предприняты попытки изучения зависимости размеров и количества пор в лавах от батиметрических условий их застывания. В подводных лавах Гавайских островов было установлено, что величина пор на глубине менее 1 км равна 0,5 мм. С увеличением глубины до 3 км размеры пор уменьшаются до 0,1 мм, и на глубине 4 км поры практически исчезают (Moor, 1965). Сходные данные были получены для подводных лав Исландии (Jones, 1969). Однако исследования пористости пиллоу-лав Срединно-Атлантического хребта не подтвердили эту зависимость (Аументо и др., 1973). Расхождение данных Аументо объяснял тем, что гавайские и исландские лавы до момента извержения отстаиваются в неглубоких промежуточных очагах, где имеет место выравнивание давления газов с внешним давлением, чего не происходит, если лавы имеют непосредственно мантийное питание.

Помимо описанных выше базальтов, являющихся господствующим типом пород на морском дне, имеются находки своеобразных железистых *андезитов-исландитов*, существенно отличных от андезитов, широко распространенных в островных дугах и древних подвижных поясах. Одна из подобных находок была сделана на Восточно-Тихоокеанском поднятии, где базальты и андезиты были подняты со дна в одних и тех же пробах (Харт, 1973). Андезиты (исландиты) имеют тонкозернистое строение с признаками вариолитовой и дендритовой структур, свидетельствующих об очень быстром их охлаждении. Это подтверждается наличием редких мелких закаленных вкрапленников оливина и основного плагиоклаза An_{69}. Исландиты очень богаты Fe и характеризуются резким преобладанием Na над K. Эта особенность химизма подтверждает генетическое родство исландитов и толеитовых базальтов.

Трахиты и трахиандезиты не менее редки, чем исландиты. Они встречены совместно с щелочными базальтами и связаны с ними генетически. Это существенно лейкократовые породы. Они обладают трахитовой структурой основной массы, состоящей из табличек плагиоклаза и калиевого полевого шпата, погруженных в вулканическое стекло.

Перечисленными типами пород исчерпывается набор вулканитов, развитых на дне океана (за пределами переходной зоны от континентов к океанам). Значительно большее разнообразие пород, среди которых могут быть встречены и континентальные типы, свойственно тем участкам океанов и примыкающих к ним внутренних морей, дно которых состоит из пород, формировавшихся в иных условиях, и опущено в результате вертикальных движений земной коры (Северная Атлантика, районы к востоку от Австралии, хр. Лорд-Хау, подводная возвышенность Ямато в Японском море и т. д.). Здесь наряду с базальтами широко распространены комплексы средних и кислых эффузивных пород известково-щелочных и щелочных толеитовых серий, включая крайние их риолитовые и риолито-дацитовые члены. Столь же разнообразен набор пород и на островах, развившихся на океаническом дне в результате сложных и длительных процессов вулканизма.

1.4. Особенности химизма базальтов океанов

Так же как и по особенностям минерального состава, среди базальтов океана по петрохимическим особенностям четко выделяются две крайние группы толеитовых и щелочных базальтов, связанные постепенными переходами. Характерной чертой океанических толеитовых базальтов является их петрохимическое однообразие, сохранявшееся на огромных пространствах дна океанов. Именно поэтому, очевидно, очень близки между собой значения средних составов пород этой группы, вычисленные разными авторами в разные годы и для различных регионов; некоторые из них приведены в табл. 7.

Таблица 7. Средние составы океанических толеитов

Окислы	№ п/п; количество анализов (в скобках)					
	1(30)	2(39)	3(33)	4(22)	5(94)	6(101)
SiO_2	49,09	49,28	49 21	48,04	49,61	50,53
TiO_2	1,44	1,59	1,39	1,14	1,43	1,56
Al_2O_3	16,68	15,90	15,81	16,18	16,01	15,27
Fe_2O_3	2,30	2,81	2,21	3,80	—	—
FeO	6,49	6,90	7,19	6,57	—	—
FeO′	8,66	9,23	9 18	9,99	11,32	10,46
MnO	0,07	0,20	—	0,16	0,18	—
MgO	7,47	7,26	8,53	8,62	7,84	7,47
CaO	10,79	11,53	11,14	10,69	11,32	11,49
Na_2O	2,92	2,71	2,71	2,55	2,76	2,62
K_2O	0,17	0,17	0,26	0,16	0,22	0,16
P_2O_5	—	0,13	0,15	0,17	0,14	0,13

Примечание. 1 — Срединно-Индийские хребты (Фролова, Рудник, 1972); 2 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (Кашинцев, Рудник, 1975); 3 — Срединно-Атлантический хребет (Melson e.a., 1958); 4 — впадина Хесса (данные автора); 5 — среднее для базальтов океанов (Канн, 1973б); 6 — среднее для базальтовых стекол из всех срединных хребтов (Melson e.a., 1976).

Океанические толеиты отличаются от среднего состава мирового толеита очень низкими содержаниями K_2O, TiO_2, P_2O_5, K_2O/TiO_2 и очень высокими отношениями Na_2O/K_2O (8—30). Им свойственны также низкие концентрации малых легких литофильных элементов с крупными ионами: Ba, Pb, Rb, Sr, Zr, Li, U, Th. Более вариабильно содержание глинозема, которое колеблется от 14 до 20%, иногда достигая 21—22%. Содержание глинозема, равное 15—17%, для океанических толеитов считается нормальным. Кроме того, выделяются толеиты низкоглиноземистые (содержание $Al_2O_3 < 17\%$) и высокоглиноземистые ($Al_2O_3 > 17\%$). Океанические толеиты чаще всего относятся к мезократовым типам с высоким содержанием магния (до 8—9%).

Ограничиваясь относительно узкими пределами колебаний главных породообразующих компонентов, океанические толеиты тем не менее обнаруживают закономерные вариации их содержаний. Эти вариации отражаются и в колебаниях как нормативного, так и модального минералогического состава пород. В тройной системе пироксен (Di + Hy)-плагиоклаз (Ab + An)-оливин (Fo + Fa) (рис. 3) составы океанических толеитов ложатся в два поля, разделенных пограничной котектической кривой (Miyashiro e. a., 1970; Shido e. a., 1974a),— в поле оливиновых и поле плагиоклазовых толеитов. На диаграмме Ne-Ol-Hy-Qz точки молекулярных нормативных составов пород ложатся преимущественно в поле Ol-Di-Hy, образуя непрерывный рой от области с нормативным нефелином до области с нормативным кварцем (рис. 4), в ряде случаев перекрывая эти границы.

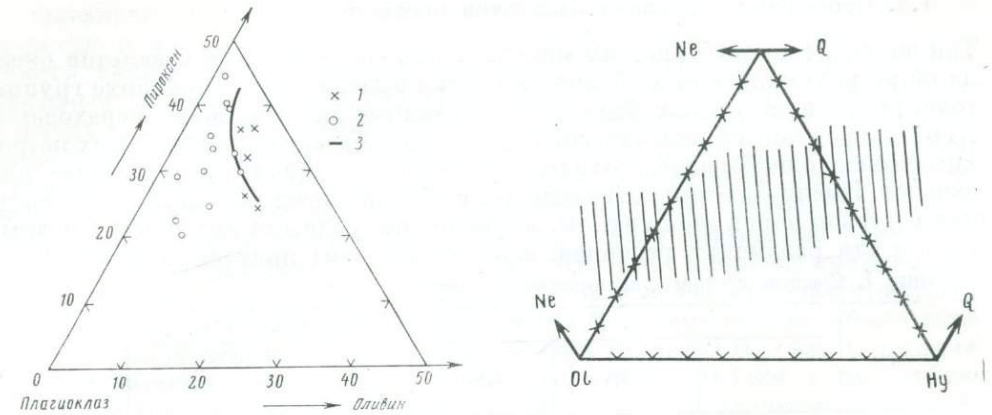


Рис. 3. Вариации составов океанических базальтов в тройной системе Ol — Pl — Px (Shido, Miyashiro, 1971)

1 — оливиновые толеиты; *2* — плагиоклазовые толеиты; *3* — граница между полями оливиновых и плагиоклазовых толеитов

Рис. 4. Диаграмма Ne — Ol — Hy — Q. Вариации составов океанических базальтов (заштрихована область наиболее распространенных разностей пород)

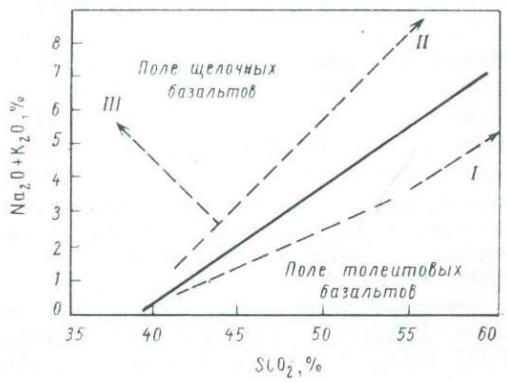


Рис. 5. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$) — SiO_2 (Macdonald, 1968)

Направление эволюции: *I* — толеитовых серий; *II* — щелочно-базальтовых серий; *III* — базанитовых серий

Разброс фигуративных точек в известной мере зависит не только от первичного состава базальтового расплава, но и от процессов вторичного их изменения. Тем не менее наблюдаемые в поле Ol-Di-Hy вариации отражают существование непрерывного ряда пород от кварцсодержащих толеитов до нефелинсодержащих щелочных базальтов. Наличие непрерывного перехода было отмечено Канном (1973б), предложившим на основании этого не употреблять термин «океанический толеит», заменив его термином «океанический базальт».

Одним из важнейших петрохимических критериев разделения щелочных и толеитовых базальтов является низкое содержание суммы щелочей в последних, что видно на диаграммах $Na_2O + K_2O/SiO_2$ по Макдональду и Катцуре (Macdonald, Katsura, 1964) (рис.5) или близких к ним диаграммах Куно (Kuno, 1968). Следует, однако, отметить, что на этих диаграммах большое количество переходных разностей пород (от толеитов к щелочным базальтам) группируется вдоль пограничной линии, свидетельствуя о невозможности их разделения по вышеприведенному параметру. Более четко разделяются океанические базальты по величине содержания в них K_2O и отношению Na_2O/K_2O [максимальным содержанием K_2O для них является 0,3—0,4% (см. табл. 7)].

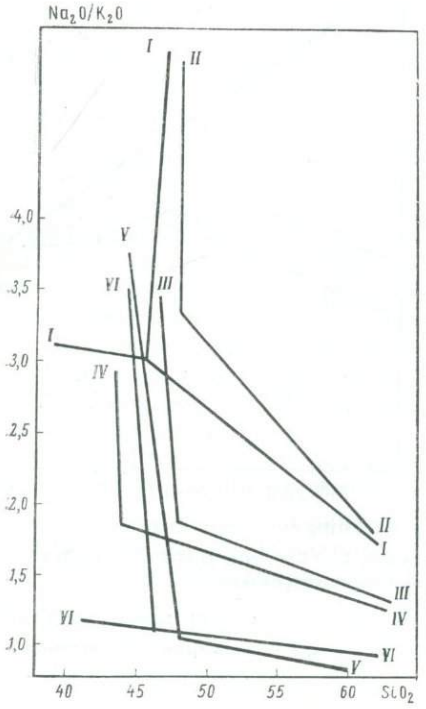
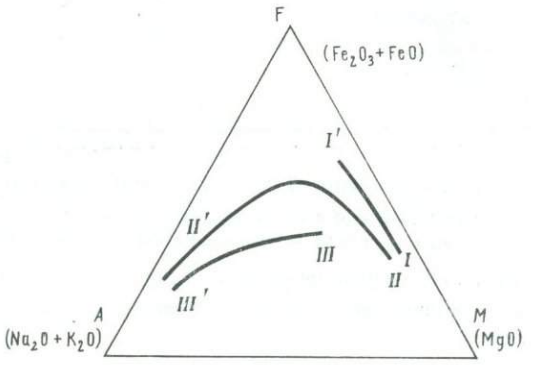


Рис. 6. Диаграмма отношения Na_2O/K_2O — SiO_2 в вулканических сериях

Вулканические серии: *I—I* — Гавайских островов; *II—II* — Галапагосских островов; *III—III* — о-ва Маврикий; *IV—IV* — о-ва Таити; *V — V* — о-ва Кергелен; *VI—VI* — Африканских рифтов

Рис. 7. Диаграмма AFM

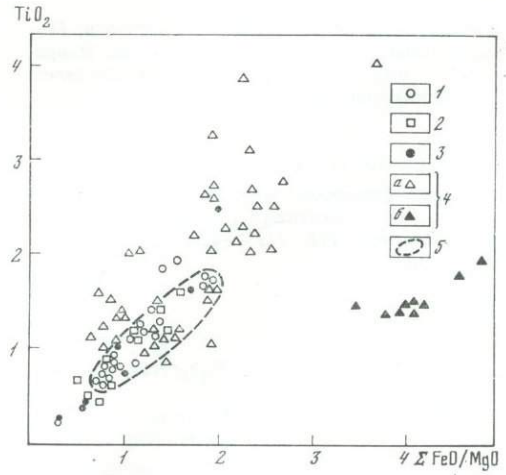
I—I — эволюция базальтов скергаардского типа (феннеровский путь кристаллизации); *II—II* — боуэновский путь кристаллизации; *III—III* — эволюция известково-щелочных серий



Океаническим толеитам свойственны отношения Na_2O/K_2O от 30 до 8—9, базальтам, переходным к щелочным, — 8—3, щелочным базальтам — меньше 3 (рис. 6). Характерной особенностью накопления щелочей при переходе от океанических толеитов к щелочным базальтам является рост содержания K_2O от 0,4 до 0,6—1% при постоянном содержании Na_2O (Фролова. Рудник, 1972). В щелочных дифференцированных сериях Гавайского типа общее возрастание щелочности происходит за счет накопления Na_2O и K_2O, но темп накопления K_2O остается более высоким (Macdonald, 1968). Тем не менее даже в щелочных базальтовых сериях общее содержание Na_2O выше, чем K_2O. Это отличительная черта вулканизма океанов, имеющего, таким образом, натровую специфику. Проявления калиевой тенденции в эволюции островного вулканизма с $Na_2O/K_2O < 1$ очень редки и связаны с особыми геологическими условиями образования вулканических серий.

Близость толеитовых базальтов к сухой котектике Ol-Pl-Cpx, низкая степень окисленности железа, поздняя кристаллизация рудных минералов свидетельствуют о низком парциальном давлении летучих в кристаллизующейся магме. Это определяет «феннеровский путь» ее кристаллизации с постепенным накоплением железа в остаточных дифференциатах, что видно на трехкомпонентной диаграмме AFM (рис. 7).

Интенсивность накопления железа при дифференциации выражается также отношением FeO'/MgO, отражающим степень фракционирования базальтовой магмы на ранних стадиях ее эволюции. Для океанических толеитов характерны низкие значения FeO'/MgO, колеблющиеся в пределах 0,7—2,1. Причем значения $FeO'/MgO = 0,7 — 0,9$ характерны для базальтов, состав которых отвечает первичной магме, почти не претерпевшей кристаллизационной дифференциации (Miyashiro e. a., 1969b; Shido e. a., 1974a; Frey e. a., 1974). Такие разности среди океанических базальтов относительно редки. Они рассматриваются как базальты, наиболее близкие по составу первичной выплавке из мантии (Frey e. a., 1974). С низкими Fe/Mg отношениями здесь



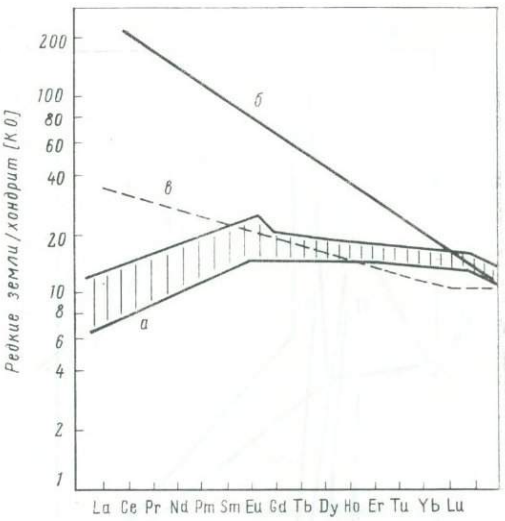


Рис. 8. Отношение TiO_2 к FeO′/MgO в различных океанических комплексах

1 — впадина Хесса; *2* — хр. Маккуори; *3* — Марианский желоб; *4* — Восточно-Индийский хребет: *а* — базальты, долериты; *б* — «исландиты»; *5* — поле толеитовых базальтов океанов

Рис. 9. Содержание редкоземельных элементов (нормализованных по среднему хондриту)

а — океанические толеиты; *б* — базальты повышенной щелочности; *в* — щелочные океанические базальты

коррелируются высокие содержания Cr_2O_3, NiO, Al_2O_3, весьма низкие содержания K_2O, TiO_2 и легких литофильных рассеянных элементов, а также редких земель. Более характерными для океанических толеитов являются отношения FeO′/MgO = 1,1 — 1,5, свидетельствующие о широком распространении процессов фракционирования, предшествующих излиянию базальтовой магмы (Канн, 1973а; Кау е. а., 1970; Shido e. a., 1974a; Thompson e. a., 1973; O'Hara, 1973). Степень этого фракционирования обычно невелика.

Щелочные базальты отличаются, как правило, более высоким отношением FeO′/MgO (2—2,6) и большей степенью окисленности железа (Fe_2O_3/FeO = = 0,4). Для них характерны повышенные содержания K_2O ($> 0{,}4\%$), TiO_2 ($\sim 2\%$), P_2O_5 ($> 0{,}25\%$), а содержания малых легких литофильных элементов превышают на порядок таковые в толеитовых базальтах. Некоторый рост содержания щелочей при уменьшении содержания кремнезема приводит к недонасыщенности щелочных базальтов SiO_2 и появлению в их нормативном составе, помимо оливина, также и фельдшпатоидов.

Характерно, что в океанических базальтах, переходных от толеитовых к щелочным, не наблюдается промежуточных значений FeO′/MgO, как можно было бы ожидать, исходя из того, что им свойственны промежуточные содержания щелочей и остальных легких литофильных элементов. Отношение FeO′/MgO в них близко к величинам, отмечаемым в океанических толеитах (FeO′/MgO = 1,4 — 1,5). Это было показано при изучении базальтов Срединно-Атлантического хребта между 40 и 30° с. ш. путем корреляции FeO′/MgO с распределением редких земель (Schilling, 1975a). Следовательно, все базальты океана от толеитовых к щелочным, очевидно, нельзя расположить в единый генетический ряд с постепенно возрастающим отношением FeO′/MgO, и они должны являться производными различных магм.

В то же время в обеих группах (толеитовой и щелочной) намечается положительная корреляция FeO′/MgO с SiO_2, K_2O, TiO_2, P_2O_5 (рис. 8) и отрицательная — с содержаниями Cr_2O_3, NiO. Это свидетельствует о том, что в пре-

делах каждой из групп вариации содержаний указанных элементов связаны с процессами кристаллизационной дифференциации и фракционирования магмы. Так, в толеитовой группе эти процессы доходят до образования исландитов, а в щелочной — трахитов.

Весьма интересно для интерпретации генезиса океанических базальтов поведение в них редких рассеянных элементов и редких земель. Важнейшей закономерностью, установленной в океанических толеитах, является недонасыщенность их легкими редкоземельными элементами с крупными размерами ионов (от La^{57} до Sm^{62}) относительно тяжелых редких земель с малыми размерами ионов. На графике содержаний редкоземельных элементов, нормализованных по среднему хондриту (рис. 9), это выражается наклоном вариационной кривой влево. Наоборот, щелочным базальтам, а также базальтам переходного типа свойственно значительное обогащение легкими лантаноидами. Такое поведение редкоземельных элементов может быть выражено отношением [La/Sm] к. о., которое в океанических толеитах < 1, а в щелочных базальтах > 1.

Фреем (Frey e. a., 1974) и Шиллингом (Schilling, 1975a) утверждается, что кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы в неглубоких очагах, сопровождаемая на ранних стадиях фракционированием оливина и плагиоклаза, не влияет на величину [La/Sm] к. о. отношения, что иллюстрируется вариационной диаграммой [La/Sm] к. о.: [FeO′/FeO + MgO] (рис. 10).

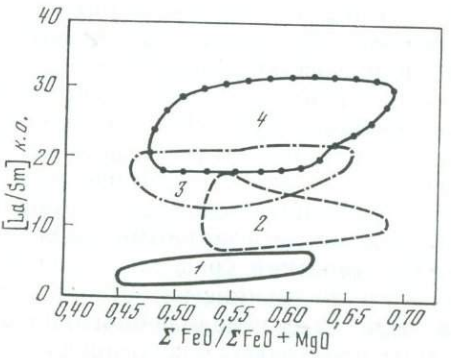


Рис. 10. Отношение [La/Sm] к. о. к FeO′/FeO + MgO (Schilling, 1975a)

Базальты Срединно-Атлантического хребта в районах:
1 — 30—35° с. ш.;
2 — 34—36° с. ш.;
3 — 36 — 38° с. ш.;
4 — 38—40° с. ш.

Абсолютные же содержания редких земель с увеличением степени кристаллизационной дифференциации увеличиваются в 2—3 раза. Интенсивное фракционирование и сепарация плагиоклаза могут вызвать заметные понижения содержания Eu, но во всех случаях в океанических толеитах сохраняется типичное для них распределение редких земель с низким [La/Sm] к. о. отношением. Эта закономерность с большим постоянством выдерживается на огромных площадях дна океанов и убедительно показана Шиллингом на примере изучения трех районов Мирового океана (Schilling, 1975). Первым из них является хребет Рейкьянес, пересеченный на 60° с. ш. профилем протяженностью около 60 км. По данным линейных магнитных аномалий, он охватывает временной интервал 3—4 млн. лет. Изученные по профилю толеитовые базальты характеризуются типичным для пород этой группы пониженным содержанием лантаноидов ([La/Sm] к. о. = 0,46 — 0,78), что, по предположению Шиллинга (1975), свидетельствует о постоянстве состава астеносферы, генерирующей океанические толеиты в данном районе в течение 3—4 млн. лет.

Сходные данные были получены в базальтах из скважин глубоководного бурения Срединно-Атлантического хребта на 29° ю. ш. (Frey e. a., 1974). Профиль имеет протяженность от оси срединного хребта 1300 км. Вскрытый разрез охватывает временной интервал от 20 до 67 млн. лет.

Третий пример характеризует базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия между 6—19° ю. ш. и подводных гор, расположенных в пределах плиты Наска. Последние (Bonatti, Fisher, 1971) по возрасту (4—5 млн. лет) намного моложе окружающих их пород океанского дна (25—35 млн. лет), т. е. их формирование связано не с вулканизмом в центрах расширения срединных хребтов, а с внутриплитовым вулканизмом. Подводные горы сложены типичными океаническими толеитами, мало чем отличимыми по петрохимии от пород Восточно-Тихоокеанского поднятия. Не различаются они и по поведению редких земель, имеющих сходные значения [La/Sm] к. о. отношений с породами Срединно-Атлантического хребта.

На основании этих фактов Шиллингом было выдвинуто предположение о существовании большой пространственной однородности магмогенерирующего слоя, характеризующегося относительным истощением легкими литофильными элементами с крупными ионами. Этот слой предположительно связывается им со слоем пониженных сейсмических скоростей в мантии. Помимо пространственной однородности этого слоя, отмечается и постоянство его генерации во времени. Так, к данным, полученным на профиле через Срединно-Атлантический хребет на 29° ю. ш., где нижний предел существования этого слоя определен в 70 млн. лет, можно добавить данные Де Пайпа (De Paepe e. a., 1974), которым отмечаются океанические толеиты со сходным поведением редких земель, залегающие в океаническом основании островов Зеленого мыса и имеющие возраст 110—120 млн. лет.

Интересные данные получены при изучении областей, где намечается смена толеитовых базальтов, свойственных участкам дна с нормальной океанической корой, базальтами переходного типа и щелочными. Последние развиты в районах, характеризующихся нарушением линейности магнитных аномалий, высоким геотермическим градиентом, положительными гравитационными аномалиями. Земная кора здесь увеличена по мощности, а иногда имеет строение, переходное от океанического к континентальному. Наблюдается хорошая корреляция между аномальным типом коры и обогащенностью базальтов легкими литофильными элементами и легкими лантаноидами (Срединно-Атлантический хребет от Азорской платформы до 39° с. ш., п-ов Рейкьянис — хр. Рейкьянис на 60° с. ш.) (Schilling, 1971, 1975a, b).

Как видно из вышеизложенного, проблему взаимоотношения толеитовых, переходных и щелочных базальтов до сего времени нельзя считать решенной. Пути ее решения лежат в детальном изучении взаимосвязей базальтов разных типов в конкретных геологических структурах.

1.5. Вторичные изменения океанических базальтов

Образцы океанических базальтов, полученные в драгах и кернах глубоководного бурения, несут следы вторичных изменений. Последние изменения, в различной степени проявленные, приводят к нарушению первичных количественных соотношений главных и второстепенных петрогенных окислов в породах. Причинами вторичных изменений являются реакции горных пород с морской водой как в момент их извержения, так и в процессе химического взаимодействия: твердая порода — морская вода (реакции гальмиролиза во время их экспозиции на дне), твердая порода — гидротермальный раствор (гидротермальные, в том числе и автометаморфические преобразования).

Процесс гальмиролиза, которому в разной степени (в зависимости от их возраста) подвергнуты все породы океанического дна, фиксируется обычно в относительно маломощной (от сотых долей до нескольких сантиметров) внешней зоне, а также во внутренних трещинках пород. Главные черты этого процесса выражаются в образовании гидроокислов железа, в сорбции

калия с образованием глинистых минералов, в выносе магния и кальция из породы. Образование железомарганцевых корок, обычное в условиях океанического дна, приостанавливает процесс подводного выветривания, не давая ему распространяться в глубь породы. Характерной особенностью выветривания является то, что гидратация сопровождается равным по масштабам окислением железа, в то время как при метаморфизме гидратация доминирует. Стекла изменяются при выветривании значительно более интенсивно, чем кристаллическая фаза базальтов. Из минералов легче всего

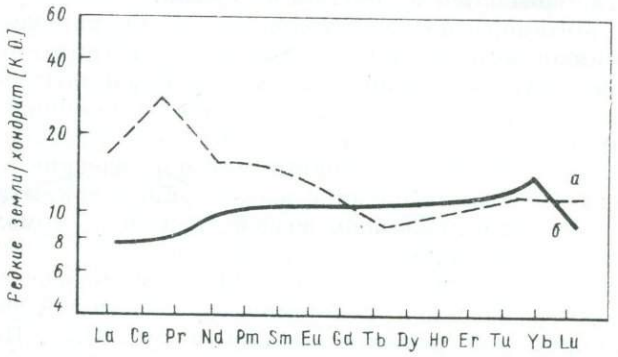


Рис. 11. Содержание редкоземельных элементов (нормализованных по среднему хондриту) в океанических толеитах

а — свежие породы;
б — выветрелые породы

изменяется оливин, замещаясь минералами группы монтмориллонита и вермикулита. Наиболее стабилен плагиоклаз, сохраняющийся неизменным, когда все остальные компоненты породы уже разрушены. Имеются данные о замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

В некоторых случаях в стекловатых и кристаллических разновидностях базальтов меняется даже направленность переноса элементов (Thompson e. a., 1973; Frey e. a., 1974).

Химические изменения при подводном выветривании таковы, что толеитовые базальты приобретают черты, сближающие их с щелочными базальтами. Помимо привноса калия и выноса оснований, резко увеличивается относительное содержание SiO_2, который с Al_2O_3 и Na_2O идет на образование глинистых минералов. Низкотемпературные вторичные изменения океанических толеитов сопровождаются увеличением содержаний B, Li, K, Rb, Cs, U, ростом отношения Fe_2O_3/FeO, а также обогащением редкоземельными элементами и уменьшением содержания тяжелых редких земель (Hart, 1969, 1971; Melson e. a., 1968; Thompson e. a., 1973; Philpotts e. a., 1969; Ridley e. a., 1974; Frey e. a., 1974). Среди легких редкоземельных элементов уменьшается содержание La и повышается — Ce (цериевая аномалия), что видно на графике распределения редких земель (рис. 11), построенном по данным Фрея.

К подводному выветриванию относят обычно и палагонитизацию вулканических стекол. По нашему мнению, этот процесс имеет место главным образом при взаимодействии горячей лавы с морской водой и близок по времени к моменту извержения. Об этом свидетельствует частое сонахождение в гиалокластических брекчиях, претерпевших долгую экспозицию на дне, обломков палагонитовых и свежих гиаломелановых стекол.

Характер перераспределения элементов в процессе палагонитизации и последующих низкотемпературных вторичных изменений в значительной мере зависит от исходного состава породы. В океанических толеитах палагонитизация сопровождается (Кашинцев, 1975) интенсивным выносом CaO, MgO, MnO и менее заметным выносом SiO_2, а также привносом K_2O вместе с поступающей в породу водой. Отмечается зональный характер изменения обломков пород.

При палагонитизации щелочных базальтов происходит вынос SiO_2, CaO в меньшей мере — Na_2O, накапливается FeO и TiO_2. В отличие от океанического толеита здесь практически не изменяется содержание K_2O.

Наряду с главными породообразующими окислами в толеитовых базальтах происходит вынос Ni, Co, V, Sn, Mo и привнос Pb, Hg, Yb, La. В щелочных базальтах отмечается вынос Ni и привнос Co, Cu, Pb, Zn, Mo, Zr. Характерна инертность поведения хрома в обоих типах пород (Кашинцев, 1975). Сходные процессы привноса и выноса элементов при подводном выветривании отмечаются и другими авторами.

Метаморфические преобразования вулканических пород океана в отличие от низкотемпературного подводного выветривания проявлены локально. Наиболее интенсивны они в зонах трансформных разломов, в рифтовых долинах срединных хребтов. Наблюдается постепенное нарастание степени метаморфизма при проникновении в более глубокие части океанической коры. В то же время интенсивные метаморфические преобразования встречаются местами и вне зависимости от глубины вскрытия второго слоя, что свидетельствует о локальном воздействии гидротермальных растворов на породы океанического дна.

Выделяются следующие типы метаморфических преобразований: автометаморфические, низкотемпературные гидротермальные, региональные (метаморфизм погребения, Миясиро и др., 1973). Первый тип проявлен локально, второй — более широко и лишь последний — повсеместно.

Низкотемпературный гидротермальный метаморфизм не обнаруживает непосредственной связи с процессом остывания магмы, хотя вполне возможно, что флюиды поступают из очагов, родоначальных для метаморфизуемых магматических пород. В этом случае преобразования должны быть близки по времени к образованию пород, хотя возможны и иные соотношения. Самым приповерхностным процессом является почти полный вынос оснований и преобразование пород в белые жирные глины. В этом процессе большую роль играет образование цеолитов, связывающих Ca и щелочи при выносе их из породы. Следующая по глубинности ассоциация состоит из смешанослойных хлорит-вермикулита + цеолиты + кварц + сульфиды. Она приурочена к прожилкам и пустотам в базальтах и долеритах. Более высокотемпературная ассоциация — это зеленый хлорит + иддингсит + серпентин + амфибол актинолитового ряда. Наличие сульфидов свидетельствует о низкой степени окисленности гидротерм. От регионально метаморфизованных пород (при сходстве минеральных ассоциаций) гидротермальные изменения отличаются локальностью (пятнистостью) своего развития.

Региональный метаморфизм обнаруживает четкую зависимость от глубины залегания пород. Выделяются базальты, метаморфизованные в цеолитовой, зеленосланцевой и переходной к амфиболитовой фациях (Миясиро и др., 1973). Базальты самой низкотемпературной (цеолитовой) фации характеризуются повышенным содержанием Na_2O, четко коррелирующимся с H_2O. В то же время им свойственна более низкая окисленность железа, чем выветрелым базальтам. То же характерно для базальтов зеленосланцевой и переходной к амфиболитовой фаций, где привнос натрия еще более значителен, а окислительная обстановка практически такая же, как в цеолитовой фации. По всей вероятности, метаморфизм осуществляется с привносом Na глубинными флюидами. В метаморфизме этих фаций кальциевый плагиоклаз неустойчив и разлагается с образованием эпидота и альбита. Подобные породы были описаны В. И. Чернышевой и И. О. Мурдмаа (1972) из рифтовой зоны Центрально-Индийского хребта.

В отличие от подводного выветривания распределение редкоземельных элементов при метаморфизме низких ступеней существенно не изменяется

(Frey e. a., 1968; Gill, 1970; Jakes, Gill, 1970; Herrmann, Wadepohl, 1970; Nichols, Islam, 1971; White e. a., 1971; Herrmann e. a., 1974). Характер относительного распределения редких земель в трех образцах зеленокаменно-измененных океанических толеитов со Срединно-Атлантического хребта (22° с. ш.) показан на рис. 12. Поведение редких земель в этих породах сходно с таковым в океанических толеитах и резко отличается от толеитов, претерпевших подводное выветривание, или субщелочных.

Характерно, что метаморфизм, свойственный породам дна океана, протекает при отсутствии давления или же при незначительном одностороннем

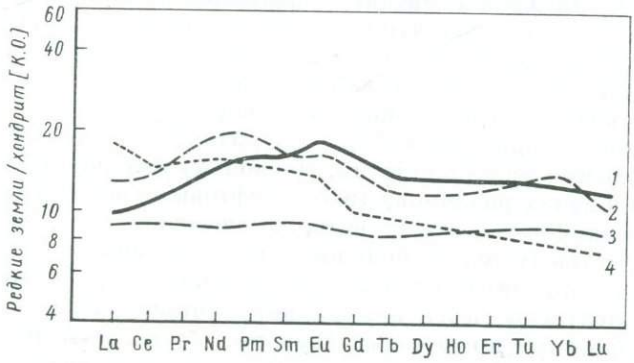


Рис. 12. Содержание редкоземельных элементов в зеленокаменно-измененных образцах океанических базальтов

1—3 —базальты Срединно-Атлантического хребта на 22° с. ш. (Melson e. a., 1968); *4*—базальты Швейцарии (Herrmann e. a., 1974)

давлении. Чрезвычайно редко отмечается рассланцевание, обычно же породы массивны (Срединно-Атлантический хребет, Аументо и др., 1973; Восточно-Тихоокеанское поднятие, данные этой главы). Следует согласиться с Миясиро и др. (1973), считающими, что метаморфизм дна океана относится к фации низких давлений. С этим, очевидно, связана и вторая особенность метаморфизма океанических пород, а именно сохранность кальциевого плагиоклаза. Поля устойчивости основных продуктов, образующихся при его разложении,— эпидота и альбита — увеличиваются с возрастанием давления. Подобный тип преобразований Миясиро предлагает называть метаморфизмом погребения.

1.6. Вариации вулканизма в связи с тектоническими структурами

В последние десятилетия были выяснены главнейшие закономерности развития океанического вулканизма во времени и пространстве, создана обобщенная трехслойная модель океанической коры. С точки зрения проблем вулканизма наиболее важным является изучение второго слоя и взаимоотношение слагающих его базальтов с породами третьего слоя. По имеющимся данным, базальты слоя 2 не показывают сколько-нибудь закономерных вариаций состава в зависимости от их расстояния от центров раздвижения, каковыми являются оси срединно-океанических хребтов, за исключением повышения степени выветривания (Bonatti, 1971), коррелирующегося с увеличением возраста базальтов в том же направлении. Однако имеются исключения из этой общей закономерности, объясняющиеся наличием иных, помимо осей хребтов, центров излияний базальтовой магмы, а также внедрения ее в виде силлов. К сожалению, в настоящее время отсутствуют другие, кроме

структурных, критерии отличия базальтовых потоков от силлов. Структурные же критерии весьма относительны, так как известно, что базальты центральных частей потоков и силлов практически неотличимы по структуре.

Данные по бурению, а также по опробованию в разломах вскрытых различных частей слоя 2 показывают, что нет принципиальной разницы в составах океанических толеитов в вертикальном разрезе этого слоя. В то же время отмечается общее закономерное изменение фациального облика пород с увеличением глубины их залегания в слое 2. Так, при опробовании в 8-м и 14-м рейсах нис «Дмитрий Менделеев» различных тектонических структур юго-восточной части Тихого океана — активных поднятий и рифтовых зон (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский рифт), асейсмичных хребтов (Наска, Кокос), древних глыбовых поднятий (хребты Сала-и-Гомес, Карнеги) — была установлена четкая зависимость между фациальным обликом магматических пород и глубиной их распространения со сменой (сверху вниз) пиллоу-лав долеритами, габбро-долеритами и, наконец, крупнозернистыми оливиновыми габбро-норитами. Поскольку большие глубины были достигнуты либо в зонах разломов, либо в рифтовых ущельях, становится ясным, что наблюдаемая закономерность, заключающаяся в увеличении количества гипабиссальных тел на больших глубинах, связана с вскрытием все более глубоких горизонтов слоя 2 океанической коры, имеющей слоистое строение. Это подтверждается прямой корреляцией между глубинами взятия проб и скоростями продольных звуковых волн. Судя по скоростям, замеренным в крупнозернистых оливиновых габбро-норитах, поднятых во впадине Хесса на максимальных глубинах, последние могут быть уже отнесены к комплексу основания слоя 2.

Выяснение взаимоотношений базальтов с долеритами и интрузивными породами нельзя считать решенным. Требуются дополнительные исследования, в первую очередь по изучению вещественного состава названных пород. Ниже на конкретных примерах будут показаны особенности вулканизма главнейших структур океанической коры.

Вулканизм срединно-океанических хребтов с нормальным «океаническим» строением земной коры. Главная масса океанических толеитов извергается в активных зонах срединно-океанических хребтов. Однородность их состава в осевых частях хребтов послужила основанием представления, что базальты подобного типа генерируются только в активных (расширяющихся) центрах океанов. Это отразилось и в названии пород, часто встречаемом и в настоящее время,— «базальты срединно-океанических хребтов». Породам данной группы противопоставлялись щелочные базальты, образование которых связывалось в основном с вулканизмом на флангах срединных хребтов (Muir, Tilley, 1964). Более поздние исследования показали, что базальты, связываемые первоначально со срединными хребтами, широко развиты на всей площади океанов с нормальным «океаническим» трехслойным строением коры. В связи с этим к ним стало применяться название «океанические толеиты» или «базальты, истощенные легкими литофильными элементами — «lildepleted basalts». Однако расширение понятия о распространенности океанических толеитов не отрицает того факта, что главная масса их генерируется в осевых частях срединных хребтов. Примером вулканического региона, где происходит активное образование океанических толеитов, может служить участок Восточно-Тихоокеанского поднятия (район впадины Хесса).

Впадина Хесса, открытая в 1967 г. (Chase e. a., 1970), нами была детально изучена в 8-м и 14-м рейсах нис «Дмитрий Менделеев». Это глубокая узкая депрессия широтного направления, разделяющая океанические плиты Наска и Кокос по 2° с. ш. и представляющая собой новый активный центр расширения океанического дна. На протяжении нескольких десятков километров депрессия имеет V-образный профиль и глубины, превышающие 5000 м.

В бортах впадины обнажается толща переслаивающихся эффузивных и гипабиссальных пород, относящихся к океаническим толеитам, среди которых были выделены: 1) базальты афировые и порфировые с оливин-плагиоклазовыми, реже оливиновыми вкрапленниками; 2) долериты, варьирующие от микродолеритов до габбро-долеритов; 3) оливиновые габбро-нориты, габбро мезократовые и меланократовые.

Среди пород первых двух типов преобладают афировые базальты и долериты, относящиеся к типичным оливиновым толеитам, близкие по составу к «сухой» базальтовой котектике (табл. 8, ан. 1). В ассоциации с ними находятся порфировые оливин-плагиоклазовые базальты, богатые Al_2O_3,

Таблица 8. Химические составы базальтов впадины Хесса (Фролова, Рудник, 1974)

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO_2	47,86	47,24	48,33	MgO	9,93	8,36	7,68
TiO_2	0,67	0,57	1,43	CaO	12,52	13,37	10,23
Al_2O_3	17,68	20,89	15,53	Na_2O	2,15	1,98	2,90
Fe_2O_3	1,95	1,95	3,95	K_2O	0,12	0,10	0,22
FeO	6,17	5,09	7,81	P_2O_3	0,07	0,07	0,21
MnO	0,12	0,11	0,19	H_2O	0,34	0,16	1,13

Примечание. 1 — базальты с редкими вкрапленниками оливина (среднее из 11 анализов); 2 — высокоглиноземистые базальты с крупными вкрапленниками An_{75-68} (15%) и оливина Fa_{25} (среднее из 3 анализов); 3 — низкоглиноземистые базальты с вкрапленниками An_{57-63} (среднее из 4 анализов).

MgO и очень бедные K_2O и TiO_2 (см. табл. 8, ан. 2), а также редкомелкопорфировые базальты с вкрапленниками оливина и плагиоклаза или одного оливина, относительно бедные Al_2O_3 и богатые FeO, K_2O, TiO_2, P_2O_5, Sr, Ba, La (см. табл. 8, ан. 3). Первый тип близок к среднему составу океанических базальтов (Канн, 1973б) и, очевидно, наиболее близок к исходной магме. Два других являются результатом дифференциации базальтовой магмы, имевшей место в частично расслоенном очаге, в верхней части которого произошло незначительное обогащение щелочами и летучими компонентами. Среди базальтов весьма редки породы с повышенным содержанием оливина. Однако меланократовые породы были встречены среди габбро-долеритов, которые являются, очевидно, производными того же очага, внедренными в виде силлов. Наличие габбро-долеритов и габбро различной меланократовости наряду с силлами долеритов также подтверждает, что в районе впадины Хесса существовал промежуточный очаг, где и происходила описанная выше дифференциация. Это обусловливает и широкое развитие процессов гидротермального метаморфизма в породах впадины, к которым относится окварцевание, хлоритизация, образование цеолитов, а локально и альбит-эпидотовой ассоциации за счет замещения кальциевого плагиоклаза. С гидротермальными процессами связана слабая сульфидная минерализация (пирит-марказит, сфалерит, халькопирит.)

Подобная дифференциация, незначительная по масштабам и приводящая лишь к появлению различных типов базальтов без образования более кислых дифференциатов, широко распространена в океанических областях. Она была также установлена на большом материале (экваториальная часть Атлантики, Восточно-Тихоокеанское поднятие, хребты Горда и Хуан де Фука) Кеем, Хаббартом и Гастом (Кау е. а., 1970). Сходные данные о тесной связи вариации составов океанических толеитов с кристаллизационной диф-

ференциацией описаны в Срединно-Атлантическом хребте (Shido e. a., 1974a; Frey e. a., 1974; и др.) и были частично разобраны выше.

Чрезвычайно редки находки в пределах срединных хребтов более дифференцированных серий, включающих породы средней кремнекислотности. Одна из них сделана в Восточно-Тихоокеанском поднятии, где базальты и океанические андезиты-исландиты были совместно подняты с морского дна (Харт, 1973). Исландиты богаты железом и характеризуются резким преобладанием натрия над калием. Эта особенность химизма, общая с базальтами, подтверждает их генетическое родство. Средний состав исландита очень близок к расчетному, полученному путем вычитания из валового состава толеита высокотемпературной ассоциации минералов: 30% An_{80}, 22% моноклинного пироксена, 8% оливина Fo_{85} и 2—3% титаномагнетита. Однако содержания K_2O, Rb, Cs и H_2O в реальном исландите оказались в 2 раза больше расчетного, и попытки объяснить их с точки зрения равновесия кристаллов и остаточной жидкости не удаются. Харт делает обоснованное предположение о привносе этих компонентов глубинной флюидной фазой.

Таким образом, океанические толеиты в пределах срединных хребтов подвержены в целом незначительным процессам дифференциации. Эта дифференциация приводит к появлению высокоглиноземистых порфировых разностей (анортозитовая тенденция) и базальтов переходного типа, несколько обогащенных железом и щелочами при понижении содержаний магния и алюминия. Реализация анортозитовой тенденции связана с ранней кристаллизацией плагиоклаза, что, как было показано выше, является, очевидно, результатом потери магмой летучих компонентов. Вследствие этого плагиоклаз становится фазой, избыточной против эвтектики. Коррозия плагиоклаза позволяет предположить, что процесс дифференциации имеет место в относительно неглубоко залегающих магматических камерах.

Базальты, полученные при глубоководном бурении из различных частей океанической коры, представлены преимущественно теми же типами пород, хотя вариации состава несколько более существенны, чем в базальтах срединно-океанических хребтов.

Вулканизм океанических островов и подводных поднятий. Среди островов, поднимающихся в океанах, выделяется несколько типов: острова, представляющие собой части континентальных структур (Мадагаскар, Сейшельские и др.); островные дуги как выдвинутые в сторону океана и, возможно, заложенные на океанической коре (острова Южно-Сандвичевой и Марианской дуг), так и сформировавшиеся на основании, претерпевшем длительное развитие (Япония, Фиджи); острова, образовавшиеся в результате длительных многофазных процессов вулканизма, свойственных отдельным участкам дна («горячие точки», подъемы мантии). Наиболее интересной с точки зрения познания закономерностей развития океанского магматизма является эволюция вулканизма океанических островов последнего типа и взаимосвязь ее с вулканизмом областей с нормальным океаническим строением коры. Ключевым вопросом этой проблемы является соотношение щелочно-базальтового и толеитового вулканизма. Можно сказать, что вулканизм крупных, долго живущих океанических островов является примером далеко зашедшего в своей эволюции океанского щелочно-базальтового магматизма. Между такими постройками, сложенными протяженными по степени дифференциации сериями вулканитов, и участками океанского дна с проявлениями начальных тенденций щелочно-базальтового вулканизма имеются непрерывные переходы, наблюдаемые на одиночных подводных вулканах, поднятиях, островах, образующих, таким образом, единый ряд прогрессивно увеличивающейся эволюции вулканизма. Наличие непрерывного переходного ряда подчеркивает теснейшую взаимосвязь двух главных типов океанского вулканизма.

Как уже отмечалось, океаническому магматизму в целом свойственна натровая специализация. Эта черта проявляется и в натровой специфике развития щелочных серий большинства океанских островов. Вместе с тем отдельным островам или отдельным слагающим их свитам вулканитов свойственна калиевая специализация, сходная с некоторыми вулканическими сериями континентальных областей. По преобладанию натровой или калиевой тенденции в эволюции вулканизма островов рядом исследователей выделяется соответственно гавайский и таитянский типы (Заварицкий, 1946).

Наиболее ярким примером эволюции островного вулканизма натрового типа является вулканизм Гавайских островов. Его изучению посвящено огромное количество работ многих исследователей (Macdonald, 1949, 1968, 1972; Kuno e. a., 1957; Muir e. a., 1957; и др.). Макдональдом (Macdonald, 1968) выделяются четыре стадии, которые проходит каждый островной вулкан в своем развитии: 1) стадия построения щита, когда изливаются жидкие толеитовые базальты; к концу этой стадии происходит образование кальдеры; 2) стадия наполнения кальдеры, когда формируются преимущественно толеитовые лавы, переслаивающиеся со щелочными, сопровождаемыми большим количеством газовых эманаций; 3) посткальдерная стадия, во время которой образуется тонкая лавовая шапка на вершине щита и формируются ассоциации щелочных оливиновых базальтов; 4) постэрозионная стадия, когда возобновляется вулканизм, представленный преимущественно щелочными базальтами.

Толеитовые серии пород менее дифференцированы, чем щелочные. Они состоят из толеитов, оливиновых толеитов, пикрит-базальтов и ничтожного количества более кислых пород (риодацитов). В состав щелочных серий входят щелочные оливиновые базальты, муджиериты, гавайиты, натровые трахиты и пикрит-базальты (анкарамиты). В небольшом количестве в постэрозионной стадии появляются щелочные базальтоиды с фельдшпатоидами — нефелиниты и фонолиты. Вулканические породы часто содержат включения — нодули ультраосновных пород. Они встречаются как в толеитовых, так и в щелочных базальтах, но в первых несоизмеримо реже.

Эти включения рассматриваются как ксенолиты мантии, сформированной, судя по минеральным ассоциациям, на глубинах от 30 до 60 км (Macdonald, 1968).

Вопрос о том, какая магма являлась родоначальной для вулканитов Гавайских островов, является дискуссионным. Существовавшая ранее концепция о едином источнике толеитовых и щелочных серий, возникающих за счет кристаллизационной дифференциации примитивной базальтовой магмы в едином очаге, встретила серьезные возражения с физико-химической точки зрения (см. ниже). Поэтому появление щелочных базальтов связывают либо с большими глубинами формирования магмы (Kuno e. a., 1957; Macdonald, 1968; Kay, Gast, 1973), либо с привносом щелочей в магматические резервуары вместе с глубинными флюидами (Рингвуд, Грин, 1968). Согласно представлениям большинства исследователей, изучавших вулканизм Гавайев, исходная магма по составу была близка к океаниту, т. е. содержала очень большое количество оливина. Появление обедненных оливином базальтов является результатом отсадки кристаллов оливина в магматическом очаге и в столбе поднимающейся магмы. Возможно, что тела большей плотности, устанавливаемые под вулканами геофизическими методами, и представляют собой кумуляты оливиновых кристаллов (Macdonald, 1968). По всей вероятности, повышение содержания флюидов в субщелочной магме способствует ее дифференциации, в связи с чем количество кремнекислых пород, связанных со щелочными базальтами, гораздо выше, чем в толеитовых ассоциациях. Петрохимический состав средних типов пород толеитовой и

Таблица 9. Химический состав пород толеитовой и щелочной серий гавайских вулканов (Macdonald, 1968)

Серии	Типы пород	Число анализов	Окислы (вес %)										
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO
Толеитовая серия	Океаниты	14	46,4	8,5	2,5	9,8	20,8	7,4	1,6	0.3	2,0	0,2	0,2
	Толеиты, оливиновые толеиты	200	49,4	13,9	3,0	8,5	8,4	10,3	2,2	0,4	2,5	0,3	0,2
Щелочно-базальтовые дифференцированные серии	Анкарамиты	9	44,1	12,1	3,2	9,6	13,0	11,5	1,9	0,7	2,7	0,3	0,2
	Щелочные оливиновые базальты	35	45,4	14,7	4,1	9,2	7,8	10,5	3,0	1,0	3,0	0,4	0,2
	Гавайиты	62	47,9	15,9	4,9	7,6	4,8	8,0	4,2	1,5	3,4	0,7	0,2
	Муджиериты	23	51,6	16,9	4,2	6,1	3,3	6,1	5,4	2,1	2,4	1,1	0,2
	Бенмореиты	5	57,1	17,6	4,8	3,0	1,6	3,5	5,9	2,8	1,2	0,7	0,2
	Натровые трахиты	5	61,7	18 0	3,3	1,5	0,4	1,2	7,4	4,2	0,5	0,2	0,2
	Щелочной оливиновый базальт (базанитоид)	4	44,8	12,7	3,2	9,4	11,4	11,4	2,7	0,9	2,3	0,5	0,2
	Базаниты	11	44,1	12,7	3,6	9,1	11,2	10,6	3,6	1,0	2,6	0,5	0,2
	Нефелиниты	10	39,7	11,4	5,3	8,2	12,1	12,8	3,8	1,2	2,8	0,9	0,2
	Анкарамиты	1	39,4	10,2	6,5	7,0	14,1	12,3	2,7	1,2	3,3	0,8	0,1
	Мелилитовые нефелиниты	7	36,6	10,8	5,7	8 9	12,6	13,6	4,1	1,0	2,8	1,1	0,1

щелочной серий гавайских вулканов, по Макдональду (1968), приведен в табл. 9.

Основные петрохимические закономерности развития вулканизма гавайского типа сводятся к следующему.

1. Три главные серии гавайских вулканитов связаны непрерывными переходами между собой.

2. По сравнению с толеитовыми щелочные серии богаче щелочами, Al_2O_3 и беднее SiO_2.

3. Нефелинитовые, постэрозионные серии заметно обогащены щелочами, но обеднены SiO_2, Al_2O_3 по сравнению со щелочно-базальтовыми сериями.

4. Содержание Ti в щелочно-базальтовых сериях увеличивается с ростом щелочей от щелочных базальтов до гавайитов, а затем заметно снижается в муджиеритах и трахитах. Сходное поведение отмечается для P_2O_5.

5. Характерным является поведение щелочей. При общем возрастании содержаний Na_2O и K_2O темп накопления калия значительно опережает темп накопления натрия.

6. Отмечается прогрессивное возрастание содержаний литофильных редкоземельных элементов с увеличением щелочности пород (Kay, Gast, 1973).

Весьма показательным является поведение Ba и Sr, а также отношение изотопов стронция Sr^{87}/Sr^{86}. При валовом накоплении этих элементов в ходе дифференциации магмы отношение изотопов стронция сохраняется в очень узких пределах ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}07035 — 0{,}07037$) (Peterman, Hedge, 1971), что связывается с существованием единого мантийного источника гавайских лав.

Сходное с Гавайскими островами развитие имеют и многие другие острова Тихого, Индийского и Атлантического океанов: Галапагосские, Самоа, Восточно-Каролинские, Гуадалупе, Маврикий, Св. Елены и др.

Примером развития калиевых щелочных серий на островах является хорошо изученная серия о-ва Таити (Williams, 1933; Тернер, Ферхуген, 1961). Здесь преобладают более основные, чем на Гавайях, лавы, так называемые «базанитоиды» — натровые основные породы без фельдшпатоидов. Среди них много меланократовых разностей, представленных лимбургитами, анкарамитами и океанитами, в незначительном количестве присутствуют фонолиты, фонолитовые трахиты, фельдшпатоидные трахиандезиты (таититы). Фельдшпатоиды всегда представлены натровыми минералами (нефелин, гаюин, анальцим). На Таити эрозией вскрыты полнокристаллические породы, являющиеся эквивалентами вулканитов. При общей более высокой щелочности пород Таити (по сравнению с гавайскими) обращают на себя внимание низкие содержания K_2O (0,55—1,59) в базанитоидах и меланократовых породах и прогрессивное нарастание их в лейкократовых, более кремнекислых дифференциатах. Однако и здесь количество калия всегда остается подчиненным по отношению к натрию, с чем, очевидно, и связано отсутствие лейцита в лавах Таити. Та же тенденция имеет место и в вулканических породах других островов, где намечается развитие калиевой тенденции. Так, на о-ве Ян-Майен в Атлантическом океане содержание калия становится равным содержанию натрия только в трахитах ($K_2O \approx \approx 5\%$) (Tyrrel, 1926; Carstens, 1961).

Сериями, близкими по типу дифференциации к океаническим островам, сложены многочисленные подводные поднятия и одиночные вулканы, но они, как правило, не содержат крайних дифференциатов. Однако недостаточная их изученность не позволяет пока сделать окончательные выводы. Одним из наиболее хорошо изученных является поднятие Маркус-Неккер в центральной части Тихого океана (Матвеенков, 1974). Это поднятие представляет собой древнюю вулканическую структуру, протягивающуюся в широтном направлении от Гавайского хребта до желоба Идзу-Бонин. Оно характеризуется длительной и сложной эволюцией магматизма, насчитывающей три основных этапа, отличающихся как временем формирования, так и комплексами пород (Матвеенков, 1974). Ранний этап связан с образованием комплекса афировых оливиновых базальтов, наиболее широко проявленного в восточной части поднятия. На следующем этапе происходило образование дифференцированных щелочных базальтоидов, развитых в западных частях поднятия. С последним этапом магматической деятельности связано формирование третьего комплекса — роговообманковых щелочных базальтоидов. Эти породы развиты преимущественно в восточной части поднятия.

Составы оливиновых базальтов близки среднему щелочному базальту Гавайских островов. Извержение второй серии щелочных дифференцированных базальтоидов также типично для вулканизма океанических островов, но на более зрелых этапах их развития. Появление комплекса роговообманковых базальтоидов, не свойственных обычным субаэральным вулканическим островам, возможно, является результатом дальнейшей их жизни после погружения под уровень океана. Предполагается, что формирование этого комплекса было связано с более поздними блоковыми движениями земной коры, сопровождавшимися многочисленными тектоническими нарушениями (Матвеенков, 1974, 1975). Эти нарушения способствовали возобновлению магматической деятельности в районе, а также обогащению магматических расплавов летучими и водой.

Обращает на себя внимание и еще одна отличительная особенность химизма поздних вулканических серий поднятия Маркус-Неккер — повышенная калиевость пород. Отношение Na_2O/K_2O в базальтах второго, а особенно третьего комплексов опускается до величин 1,2—1,8 вместо 3—3,5, свойственных щелочным натровым сериям гавайского типа (см. рис. 6),

т. е. приближаются к величинам, свойственным щелочно-базальтовым сериям континентов, а также, как отмечалось выше, и некоторых океанических островов.

Таким образом, четко выдерживается следующая закономерность при эволюции океанических структур: толеиты → натровая щелочная дифференцированная серия → калиевая щелочная дифференцированная серия. Объемы изверженного материала последовательно уменьшаются от толеитов к калиевым сериям. Наблюдается некоторая региональная специфика в частоте встречаемости калиевых серий. Так, низкие значения Na_2O/K_2O отношений наиболее часто встречаются в вулканитах островов Атлантического океана: Ян-Майен, Сан-Мигуэль, Тристан-да-Кунья, Гоф (Schminke, 1973), подводное поднятие Сьерра-Леоне. Повышение роли калия в щелочных базальтоидах сопровождается также увеличением содержаний в породе Ba, Sr, Rb, легких лантаноидов. Отмечается корреляционная связь между отношением Na_2O/K_2O и изотопным отношением Sr^{87}/Sr^{86}. Так, высокие отношения Sr^{87}/Sr^{86} свойственны щелочным вулканитам о-ва Кергелен ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}07052 — 0{,}07058$). Эти отношения намного превышают значения, типичные для океанических островов, — $Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}07035—0{,}07045$ (Hedge e. a., 1973). Природа островных вулканических серий с калиевой специализацией в настоящий момент до конца не ясна.

Вулканизм асейсмичных хребтов. Асейсмичные хребты представляют собой интересные, но петрологически мало изученные структуры океана. Наиболее крупными структурами такого рода являются Восточно-Индийский хребет, хребет Китовый и Фареро-Исландский порог в Атлантике, хребты Кокос и Наска в Тихом океане (Hekinian, 1974).

Самый крупный из асейсмичных хребтов — Восточно-Индийский — пересекает океан на расстоянии более чем 5000 км. Хребет является морфологическим выражением горстового поднятия, сформировавшегося в конце мезозоя. Исследования этой структуры касались главным образом ее морфологии, тектоники и строения осадочного покрова (Безруков, Канаев, 1963; Канаев 1964; Heezen, Tharp, 1964; Laughton e. a., 1970; McKenzie, Sclater, 1971). Значительно меньше сведений о слагающих поднятие магматических породах. Они были встречены в восточных предгорьях хребта (Безруков, Кашинцев, 1974), в скважинах глубоководного бурения 214, 216 (Thompson e. a., 1973; Hekinian, 1973a, 1974) и 253, 254 (Kempe, 1974), соответственно в северной и южной его частях, а также в восточных предгорьях и на восточном склоне, вблизи скв. 214 (Безруков, Кашинцев, 1974; Кашинцев, Рудник, 1975). В пределах Восточно-Индийского хребта развито по крайней мере три типа вулканических пород: 1) толеитовые базальты, близкие по петрохимическим свойствам к океаническим толеитам и толеитовым базальтам переходного к щелочным типа; 2) толеитовые базальты повышенной железистости; 3) океанические андезиты (исландиты). Толеитовые базальты известны на ст. 6742, на 13° ю. ш. (Кашинцев, Рудник, 1975) и в скв. 253, на 24° ю. ш. (Kempe, 1974). На ст. 6742 они представлены порфировыми, реже афировыми разностями с вкрапленниками основного плагиоклаза и оливина, а также долеритами. Последние представляют собой мелкозернистые поликристаллические породы, состоящие из оливина (до 5%), клинопироксена — диопсид-авгита (35—40%), основного плагиоклаза (50—60%), акцессорных — апатита, титаномагнетита, сфена и вторичных минералов — хлорита, иддингсита.

По петрохимическим свойствам (табл. 10) толеитовые базальты Восточно-Индийского хребта близки океаническим толеитам других областей океанов, отмечается лишь несколько большая дифференцированность пород. Отношение FeO/MgO колеблется на ст. 6742 от 0,7 до 2,0—2,5. Базальты здесь близки к океаническим толеитам и по геохимическим свойствам, в то время

Таблица 10. Вулканические породы Восточно-Индийского хребта

Компоненты	Порфировый базальт			Долерит			Порфировый базальт	Долерит	Скв. 214 (среднее из 6 анализов)
	8/1	8/2	8/5	8/9	8/12	5/7	8/4	8/10	
SiO_2	48,50	47,84	47,00	48,84	49,76	47,64	48,00	47,00	45,29
TiO_2	3,10	1,42	0,87	1,12	1,12	1,52	1,15	0,96	2,21
Al_2O_3	12,63	14,25	16,36	14,11	14,83	15,44	15,42	14,14	14,00
Fe_2O_3	5,80	5,97	5,78	6,64	6,47	8,50	8,18	8,31	6,08
FeO	7,75	7,0	4,44	3,84	4,18	2,70	3,28	2,66	8,25
FeO′	12,97	12,37	9,64	9,82	10,00	10,35	10,64	10,14	13,72
MnO	0,20	0,20	0,24	0,18	0,16	0,11	0,20	0,20	—
MgO	5,52	5,92	6,54	6,80	6,32	5,44	6,60	8,24	6,07
CaO	9,05	10,16	9,80	9,76	9,60	9,38	8,38	8,88	8,51
Na_2O	2,65	2,35	2,40	2,60	2,80	3,00	2,40	7,60	2,59
K_2O	0,60	0,46	0,57	0,74	0,85	1,00	1,20	1,00	0,35
H_2O	4,20	3,70	5,37	4,78	3,72	4,66	4,44	2,32	5,83
P_2O_5	0,30	0,30	0,15	0,21	0,19	0,24	0,21	0,20	0,18
Сумма	100,3	99,57	99,7	99,62	100,0	99,63	99,51	100,42	—
FeO/MgO	2,35	2,10	1,5	1,45	1,6	1,9	1,6	1,2	2,3
B	20	20	10	10	10	20	20	20	46
Sr	30	60	30	—	—	—	30	—	265
Nb	4	4	3	6	5	3	3	—	—
Cu	100	100	60	200	100	80	200	100	140
Zn	100	100	70	100	100	80	100	80	
Ni	10	30	40	30	30	20	40	60	50
Cr	5	10	100	20	30	20	50	300	38

Примечание. 8/1—8/10— номера образцов.

как породы, полученные в скв. 253, имеют несколько повышенные содержания легких литофильных элементов (Frey, Chien Min Sung, 1974).

Толеитовые базальты повышенной железистости были получены в глубоководных скважинах 216 (1° с. ш.) и 214 (11° с. ш.), на полигоне «Витязя» — ст. 6744 (13° с. ш.) и на юге хребта — в скв. 254 (Kempe, 1974). Наиболее интересные данные о залегании этих пород получены в скв. 214 (Hekinian, 1973a), где эффузивные образования непосредственно перекрываются лигнитами, свидетельствующими о субаэральной или крайне мелководной обстановке извержений. Разрез эффузивных слоев в керне скважины также подтверждает эти данные. В отличие от шаровых лав глубоководных извержений здесь переслаиваются маломощные (1—2 м) сильно пузыристые амигдалоидные лавовые потоки и туфы. Развиты также массивные порфировые базальты и долериты. Как видно из табл. 10, основной петрохимической особенностью, отличающей их от океанических толеитов, является повышенная железистость. Суммарное содержание железа FeO′ колеблется от 10 до 14%; содержание глинозема — 15%. Отмечается также повышенное содержание TiO_2 (до 3%). Отношение FeO′/MgO колеблется от 1,2 до 2,5. Породы содержат несколько повышенные количества K_2O и других легких литофильных элементов (Hekinian, 1974; Thompson e. a., 1973), что также отличает их от океанических толеитов.

Океанические андезиты (исландиты) Восточно-Индийского хребта были вскрыты в скв. 214. Они слагают лавовый поток мощностью около 10 м.

Это мелкозернистые породы, сложенные лейстами плагиоклаза (An_{33}) — олигоклаз-андезина, погруженного в стекловатый мезостазис. Состав андезитов приведен в табл. 10. Тесная ассоциация океанических андезитов и железистых толеитовых базальтов в скв. 214, ряд обширных петрохимических черт свидетельствуют о генетическом единстве всех перечисленных пород (Thompson e. a., 1973).

Таким образом, вулканические породы Восточно-Индийского хребта по целому ряду признаков отличаются от вулканитов, слагающих области с нормальным «океаническим» строением земной коры под ними. Эти различия выражаются: 1) в субаэральной (скв. 214) или мелководной (скв. 216, 253, 254) обстановке проявления вулканизма; 2) в значительно большей степени дифференцированности толеитовых базальтов, свидетельствующей о наличии промежуточных магматических камер; 3) в более высоком темпе накопления железа с образованием железистых разностей базальтов; 4) в более высоком содержании окиси калия и легких литофильных элементов в базальтовых породах, что позволяет часть из них относить к базальтам переходного типа. По своему химизму описываемые породы близки (см. табл. 10) к толеитовым базальтам трапповых областей (Декан, Сибирская платформа), к базальтам и андезитам Исландии, а также к базальтам некоторых вулканических островов (Рабида, Галапагоссы). Особенности вулканизма Восточно-Индийского хребта сторонники новой глобальной тектоники связывают с восходящими потоками мантийного вещества, интрудирующего в проходящую над ними плиту. Однако субаэральная обстановка вулканизма здесь, совпадающая по времени с вулканизмом плато Декан, близость состава вулканических пород Восточно-Индийского хребта и плато Декан заставляют предполагать существование в конце мела — начале палеогена обширной области траппового магматизма, захватившего площади п-ова Индостан и восточной части Индийского океана.

§ 2. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы обнажаются во многих областях океанов в зонах тектонических нарушений. По периферии океанов они широко распространены в горных сооружениях континентов и на островных дугах в виде протяженных поясов и отдельных интрузий. Ксенолиты интрузивных пород встречаются в вулканических породах островов в центральных частях океанов. Дальнейшее изложение будет ограничено только рассмотрением интрузивного магматизма дна океанов.

В настоящее время известны многочисленные находки интрузивных пород ультраосновного и основного состава; средние и кислые породы в океанах редки или проблематичны.

2.1. Структурное положение, распространение и возраст интрузивных пород

Ультраосновные и основные интрузивные породы распространены в срединно-океанических хребтах, в глубоководных желобах и на океанических плитах.

Срединно-океанические хребты. Большая часть находок интрузивных пород приходится на хребты и осложняющие их разломы в Атлантическом и Индийском океанах (рис. 13). Преобладающая часть образцов гипербазитов и габброидов обнаружена в поперечных трансформных разломах. Подчиненное значение они имеют на склонах продольных рифтовых долин.

В табл. 11 дается общая сводка обнаруженных на дне океанов ультраосновных, основных и сопутствующих им пород. В большинстве случаев

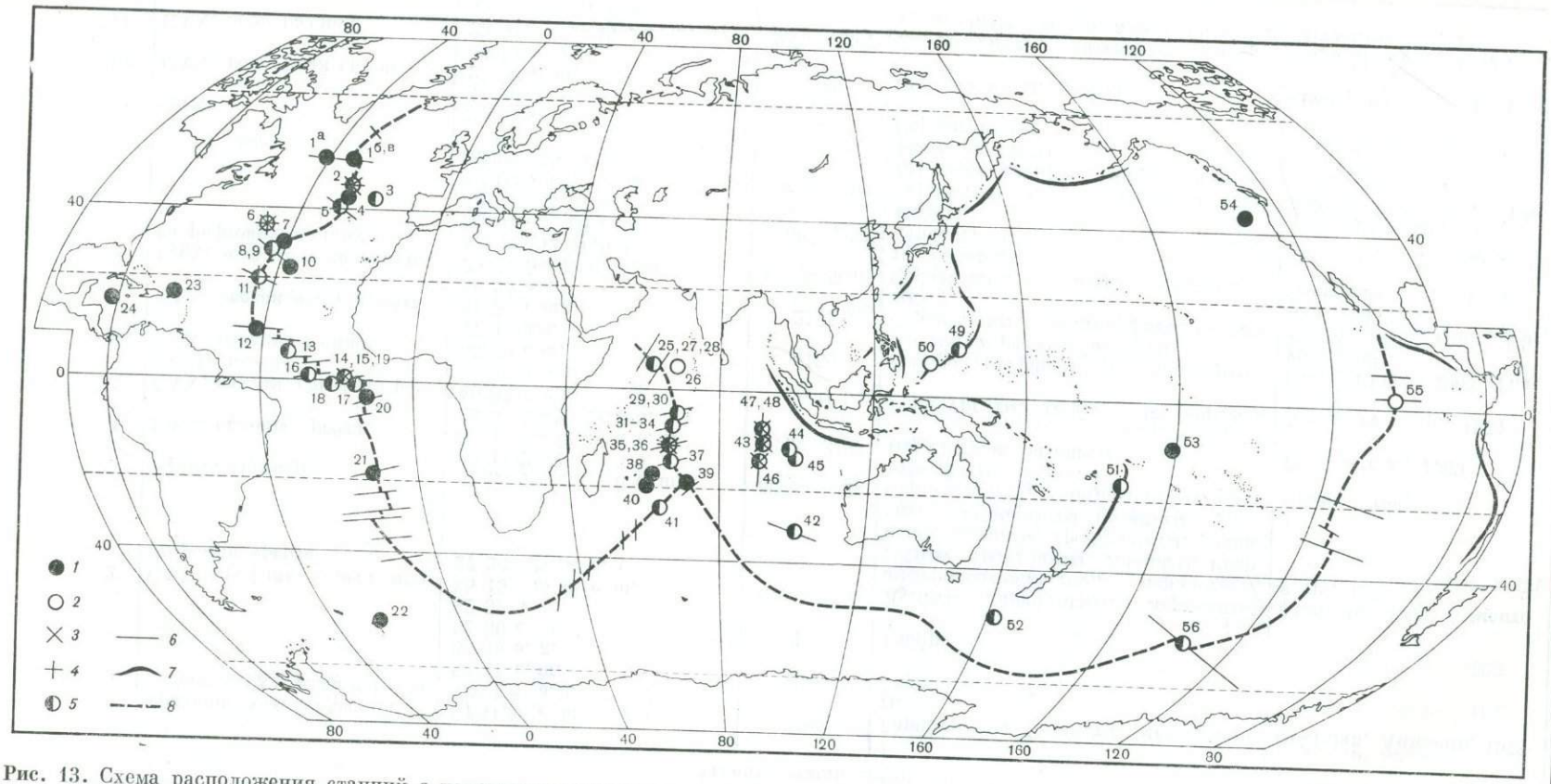


Рис. 13. Схема расположения станций с находками интрузивных пород на дне океана

1 — ультрабазиты; *2* — габброиды; *3* — диориты; *4* — гранитоиды; *5* — пример совместной встречаемости интрузивных пород; *6* — разломы; *7* — желоба; *8* — оси срединно-океанических хребтов. Цифры на схеме — номера пунктов находок пород (см. табл. 11)

Таблица 11. Пункты находок интрузивных и сопутствующих им пород на дне океанов

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
		Атлантический океан			
1	Срединно-Атлантический хребет (САХ), разлом Гиббс	52°41,8′ с. ш. 41°24,8′ з. д. 52 47 с. ш. 33 49 з. д. 52 30 с. ш. 32 52 з. д.	3560 1900 1876	Гарцбургиты, базальты, метабазальты Гарцбургиты, базальты Габбро	Hekinian, Aumento, 1973
2	САХ, профиль вкрест простирания хребта	45 15—45 48 с. ш. 27 20—29 50 з. д.	1300—2700	Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, амфиболсодержащие перидотиты, габбро, троктолиты, диориты, кварцевые диориты, трондьемиты, родингиты, метаморфиты, базальты	Aumento, 1969; Аументо и др., 1973
3	Хребет Палмер	42 50,7—42 54,6 с. ш. 20 11,2—20 16,5 з. д.	3098—5329	Серпентиниты, габбро-долериты, метаморфиты, базальты	Канн, 1973а
4	САХ, склоны хребта	43 11,4—43 19,8 с. ш. 28 54,7—29 21,3 з. д.	1343—3187	Перидотиты, базальты	Phillips e.a., 1969
5	САХ, разлом, секущий рифтовую долину	40 33,9 с.ш. 29 30,1 з.д.	3347	Гарцбургиты, габбро, метаморфиты	Дмитриев и др., 1974
6	САХ, западный склон	35 59 с.ш. 47 10 з.д.	4120	Габбро, кварцевые диориты, граниты, метаморфиты, базальты	Quon, Ehlers 1963; Thayer, 1969
7	САХ, осевая часть хребта	31 55 с.ш. 40 26 з.д.	2775	Серпентиниты, метаморфиты, базальты	Shand, 1949; Quon, Ehlers, 1963
8	САХ, зона разлома, секущего рифтовую долину	29 57,5—30 07 с. ш. 42 00—42 37,6 з. д. 30 04—30 08 с. ш. 42 08—42 37 з. д. 30 00—30 08 с. ш. 42 08—45 01 з. д.	1320—5040 1460—4280 1480—4600	Серпентиниты, габбро, габбро-норит, базальты Серпентиниты, метагаббро, метабазальты Серпентиниты, оливиновое и анортозитовое габбро, габбро, метаморфиты, базальты	Дмитриев и др., 1974 Miyashiro e.a., 1969a; Миясиро и др., 1973 Shand, 1949; Quon, Ehlers, 1963
9	САХ	28 53 с. ш. 43 20 з. д.	—	Серпентиниты	Nicholls e.a., 1964
10	САХ, восточный склон	25 53 с. ш. 36 51 з. д.	5280	Серпентиниты, габбро	Дмитриев и др., 1974
11	САХ, зона разлома	23 31,7—23 46,7 с. ш. 45 07—45 37,0 з. д.	3073—4207	Серпентиниты, оливиновое габбро, троктолиты, габбро, аплит, базальты	Miyashiro e.a., 1969 a; Miyashiro e.a., 1970

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
12	САХ, разлом Вима	10°42′—10°56′2 с. ш. 41°38′—44°13′ з. д. 10 44—10 57 5 с. ш. 42 16—44 05 з. д.	2880—4990 1910—4990	Серпентиниты Перидотиты, метаморфиты, базальты	Bonatti e. a., 1974 Мелсон, Томпсон, 1973
13	САХ, центральная рифтовая долина	06 00,5 с. ш. 33 16,5 з. д.	3000—3620	Серпентиниты, амфиболитизированный дунит, габбро, метаморфиты, базальты	Бонатти и др., 1973
14	САХ, разлом Романш	00 18 с. ш. 17 14 з. д.	5100—5305	Габбро, кварцевые диориты	Bonatti, 1968 a; Бонатти и др., 1973
15	САХ, разлом	00 13 с. ш. 17 09 з. д.	4045	Серпентинизированные перидотиты	Melson, Thompson, 1970
16	САХ, разлом Сан-Паулу	00 52—00 56 с. ш. 25 05—29 34 з. д.	700—4000	Серпентинизированные гипербазиты, габбро, кварцевое габбро, базальты	Bonatti, 1968a
17	Разлом Чейн	01 07 ю. ш. 14 52 з. д.	5170—5370	Лерцолиты, нориты, оливиновое габбро	Бонатти и др., 1973
18	Разлом Романш	00 18—01 08 ю. ш. 17 05—24 05 з. д.	1380—5940	Дуниты, гарцбургиты, плагиоклазовые гарцбургиты, лерцолиты, габбро, оливиновое габбро, нефелиновое габбро, метаморфиты, базальты	Bonatti e. a., 1975
19	САХ, разлом Романш	00 20 ю. ш. 18 00 з. д.	7200—7300	Плагиоклазовый лерцолит, вебстерит, плагиоклазовый пироксенит, габбро, габбро-норит, титаномагнетитовое габбро, базальты	Плошко, Богданов, 1972б
20	САХ	04 ю. ш. 12 з. д.		Серпентинизированные перидотиты	Thompson e. a., 1969
21	САХ, зона разлома	21 56 ю. ш. 11 48 з. д.	2770—3400	Серпентиниты	Wenner, Taylor, 1973
22	Южно-Сандвичевый желоб	55 49,1—56 52,0 ю. ш. 24 59—26 42,1 з. д.	2790—5651	Серпентиниты, базальты	Рудник, Фролова, 1973
23	Желоб Пуэрто-Рико	19 58 с. ш. 66 28 з. д.	6900	Серпентиниты	Bowin e. a., 1966; Chase, Hersey, 1968; Shido e. a., 1974 b
24	Разлом Кайман, Карибское море	18 10 с. ш. 82 50 з. д.	2500	Шпинелевый лерцолит	Eggler e. a., 1973

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
		Индийский океан			
25	Аравийско-Индийский хребет	05°21,7′ с. ш. 62°08,8′ в. д. 05 09,9 с. ш. 62 05 в. д.	1870 3400	Серпентиниты Уралитизированное габбро	Чернышева, 1970
26	Там же	05 28,3 с. ш. 68 34,6 в. д.	5040	Уралитизированное габбро	
27	Аравийско-Индийский хребет	05 44 с. ш. 62 34 в. д. 05 36 с. ш. 61 52 в. д.	2400 3100—3500	Окварцованные ультрабазиты Перидотиты измененные, габбро, базальты	Matthews e. a., 1965
28	Там же	05 24,8 с. ш. 62 08,5 в. д.	1920	Серпентинизированный гарцбургит	Чернышева, Безруков, 1966
29	»	05 29,2 ю. ш. 68 35,8 в. д.	1900—4940	Серпентиниты, плагиоклазовые лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, габбро, базальты	Чернышева, 1969
30	»	05 18,2—05 34,2 ю. ш. 68 29,0—68 35,8 в. д.	2250—5200	Серпентинизированные гарцбургиты, габбро-нориты, габбро, базальты	Чернышева, 1970
31	»	08 06,9 ю. ш. 68 10,5 в. д.	4200	Серпентиниты	
32	Западная часть разлома Вима, вблизи основания северного склона	8 14,5 ю. ш. 68 11,1 в. д.	4055—4280	Оливиновые габбро, габбро, нориты, анортозиты, амфиболитизированные габбро	Engel, Fisher, 1969
	Средняя часть северного склона	8 41,5 ю. ш. 67 38,0 в. д.	3030—3335	Лерцолиты с гранатом, биотитом, керсутитом	
	Средняя часть южного склона разлома Вима	8 55,4 ю. ш. 67 37,1 в. д.	4000—4370	Серпентиниты, габбро, диабазы	
33	Аравийско-Индийский хребет	09 06,5 ю. ш. 67 16,2 в. д.	6400	Гарцбургиты, базальты, габбро, габбро-нориты	Дмитриев и др., 1969; Чернышева, 1970
34	впадина Вима	09 03 ю. ш. 67 21 в. д.	5865—6060	Серпентиниты	Engel, Fisher, 1969
35	рифтовая долина	12 25 ю. ш. 65 56 в. д.	3540—3880	Лерцолиты	
36	в основании разлома Арго	13 34,5 ю. ш. 66 25,5 в. д.	4225—4275	Лерцолиты, гарцбургиты, габбро, нориты, титаномагнетитовые габбро, диориты, кварцевые диориты, кварцевые монциониты, трондьемиты	Engel, Fisher, 1975

Таблица 11 (продолжение)

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
	Средняя часть южного склона разлома Арго	13°33,7′ ю. ш. 66°30,1′ в. д.	3560—3920	Лерцолиты, серпентиниты, оливиновое габбро, диабазы	
	Разлом Арго	13 39 ю. ш. 66 06 в. д.	3600—3900	Лерцолиты, габбро	Hekinian, 1968
37	Секущий разлом северо-западнее хребта Родригес	17 03 ю. ш. 66 52 в. д.	4240—4880	Лерцолиты, гарцбургиты, габбро, анортозиты, базальты	Engel, Fisher, 1975
	Северо-западный склон разлома Мария Целеста	17 35,8 ю. ш. 65 45,2 в. д.	3500—4205	Лерцолиты, гарцбургиты, ортопироксениты, габбро, диабазы	
	Вблизи основания северо-западного склона разлома Мария Целеста	17 38 ю. ш. 65 49 в. д.	5185—5740	Гарцбургиты, анортозиты, габбро, базальты, метаморфиты	
	Средняя часть северо-западного склона разлома Мария Целеста	17 39,2 ю. ш. 65 36,6 в. д.	3865—4225	Лерцолиты, гарцбургиты, анортозиты, габбро, диабазы	
	Вблизи основания северо-западного склона разлома Мария Целеста	17 42,4 ю. ш. 65 40,8 в. д.	5015—5265	Габбро-диабазы, базальты	
38	Хребет Родригес	20 31 ю. ш. 61 55 в. д.	3299	Серпентиниты	Hekinian, 1968
39	Рифтовая долина	21 42 ю. ш. 70 57 в. д.	3168	Серпентиниты	
40	Западно-Индийский хребет	23 01,6 ю. ш. 60 20,5 в. д.	4663	Серпентиниты	Чернышева и др., 1972
41	Там же	28 22,0 ю. ш. 63 36,7 в. д.	4400	Дуниты, гарцбургиты, плагиоклазовые лерцолиты, габбро-нориты, метаморфиты, базальты	Чернышева, 1969; Чернышева, 1970; Чернышева, Рудник, 1970 б
42	Западно-Австралийский хребет, желоб Оби	33 31 ю. ш. 101 08,5 в. д.	5982	Пироксениты, габбро, тремолитизированные ультрабазиты, базальты	Hekinian, 1970
43	Разлом в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта	13 01,2 ю. ш. 91 15,5 в. д.	4260—5600	Гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты, габбро, габбро-нориты, диориты, метаморфиты, базальты	Кашинцев, 1973
44	Разлом в Западно-Австралийской котловине	14 22 ю. ш. 98 31 в. д.	4500	Гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые вебстериты, троктолиты, габбро-нориты, амфиболовое габбро, базальты	Безруков, Кашинцев, 1974
45	Там же	15 46,6 ю. ш. 99 54,5 в. д.	3400—5700	Троктолиты, метаморфиты, базальты	Кашинцев, 1973

Таблица 11 (окончание)

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
	Разлом в Западно-Австралийской котловине	15°28,2′ ю. ш. 99°59,9′ в. д.	4900—5100	Лерцолиты, гарцбургиты серпентинизированные г аббр,огаббро-нориты, долериты, базальты	Кашинцев, Рудник, 1977
46	Разлом в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта	16 38,5 ю. ш. 90 17,5 в. д.	4800—5000	Лерцолиты, гарцбургиты, пироксениты, гранатовые серпентиниты, габбро-нориты, диориты, долериты, андезиты, базальты, метаморфиты	
47	Там же	09 36,8 ю. ш. 90 29,2 в. д.	4500—4800	Лерцолиты серпентинизированные, оливиновые габбро-нориты, долериты, базальты, метаморфиты	
48	»	10 02,5 ю. ш. 91 30,8 в. д.	4700—4900	Лерцолиты, гарцбургиты серпентинизированные, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, андезиты, метаморфиты	
		Тихий океан			
49	Марианский желоб	11 21,5 с. ш. 142 18,4 в. д.	10275	Серпентинизированные перидотиты, габбро-нориты, габбро, долериты, базальты	Скорнякова, Липкина, 1975; Рудник и др., 1978
		11 21,2 с. ш. 142 12,9 в. д.	10380	Перидотиты, габбро-нориты, габбро, метаморфиты	
50	Желоб Палау	07 48,1 с. ш. 135 03 в. д.	7088—7176	Габбро-нориты, метаморфиты, базальты	Данные Скорняковой Н. С.
51	Желоб Тонга	20 25 ю. ш. 173 16 з. д.	7200	Дуниты, гарцбургиты, габбро, базальты	Fisher, Engel, 1969
52	Поднятие Маккуори	51 01 ю. ш. 162 01 в. д.	400—600	Перидотиты, габбро, оливиновое габбро, троктолит, метаморфиты, базальты	Watkins, Gunn, 1970
53	Разлом на склоне плато Манихики	11 ю. ш. 161 з. д.		Серпентиниты	Heezen e. a., 1966a
54	Разлом Бланко (Хуан де Фуко)	44 с. ш. 130 з. д.		Перидотиты	Vine, Hess, 1970
55	Восточно-Тихоокеанское поднятие, впадина Хесса	02 12,2 с. ш. 101 31,5 з. д.	5430	Плагиоклазовые оливиниты, троктолиты, оливиновые габбро-нориты, габбро-долериты, базальты	Данные авторов
56	Зона разломов Элтанин, разлом Хейзена	55 15,4—55 21,0 ю. ш. 125 34,4—125 41,4 з. д.	520—5640	Перидотиты, габбро, долериты, базальты	Кашинцев, Фрих-Хар, 1978

ультраосновные породы встречаются в ассоциации с габброидами, образованиями зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а также с базальтоидами. Таким образом, здесь развит набор пород, характерный для офиолитовых ассоциаций складчатых сооружений континентов и островных дуг.

Приблизительно треть находок гипербазитов и габброидов приходится на Срединно-Атлантический хребет. Интрузивные породы в пределах этого хребта встречены на склонах рифтовых долин, но главным образом в бортах депрессий, связанных с трансформными разломами, на пересечении их с рифтовыми ущельями, а также в разломах на склонах хребта в удалении от его гребня. Ультрабазиты занимают различное положение в разрезе океанической коры хребта. В разломе Романш наблюдается определенная стратификация пород. Ультрабазиты залегают в самой нижней части разреза. Выше обнажаются габбро и метабазальты, еще выше — неизмененные базальты (Bonatti e. a., 1974). В западной стенке рифтовой долины хребта гипербазиты обнаружены выше базальтов, зеленых сланцев и амфиболитов (рис. 14). Аументо и его соавторы (1973) отмечают, что серпентиниты отсутствуют в рифтовой долине и появляются лишь в 30 км от оси хребта. Эти породы вскрываются на различных гипсометрических уровнях. Они встречены на вершинах подводных гор, их склонах и сравнительно ровных участках на склоне хребта, т. е. в целом какой-либо постоянной приуроченности ультрабазитовых пород к определенным частям Срединно-Атлантического хребта не существует. Наибольшее количество разнообразных по составу пород получено в разломе Романш в экваториальной Атлантике. Здесь встречены редкие для океана кварцевые, нефелиновые и титаномагнетитовые габбро, а также плагиоклазовые разности гипербазитов — плагиоклазовые пироксениты и гарцбургиты (Бонатти и др., 1973). Широкое развитие в разломе Романш пироксенитов и плагиоклазовых гипербазитов позволило выделить здесь дунит-пироксенит-габбровую формацию (Плошко, Богданов, 1968).

В Аравийско-Индийском и Западно-Индийском хребтах ультрабазиты и габброиды обнаружены в рифтовых долинах, на гребнях и склонах хребтов, а также в разломах, осложняющих хребты. Как и в Срединно-Атлантическом хребте, интрузивные породы здесь не занимают определенного места в разрезе океанической коры. Например, в разломе Арго габброиды (совместно с лерцолитами) встречены гипсометрически выше (глубина 3560—3920 м) по отношению к лерцолитам, гарцбургитам, габброидам, диоритам и кварцевым монцонитам (глубина 4225—4275 м) (Engel, Fisher, 1975). Наряду с этим в Аравийско-Индийском хребте наблюдается определенная последовательность пород вверх по разрезу (Чернышева, 1969). Породы подняты с гребня хребта, в средней части северо-восточного и у подножья юго-восточного склонов. В нижней части разреза (4940 м) залегают гарцбургиты, габброиды и метаморфизованные диабазы, выше (3070 м) — гарцбургиты с примесью клинопироксена и верлиты, на гребне хребта (1900 м) — плагиоклазовые лерцолиты в ассоциации с базальтами. Такая смена пород характерна для стратифицированных ультраосновных интрузий, а набор пород типичен для дунит-гарцбургитовой, «альпинотипной» формации (Чернышева, Рудник, 1970а).

В Тихом океане (во впадине Хесса) обнаружены плагиоклазовые оливиниты, троктолиты, оливиновые габбро-нориты и габбро (14-й рейс нис «Дмитрий Менделеев» и 24-й рейс нис «Академик Курчатов»). Впадина находится в осевой зоне Галапагосского поднятия, примерно в 60 км от сочленения последнего с Восточно-Тихоокеанским поднятием. В юго-восточной части Тихого океана ультрабазиты и габбро подняты в зоне разломов Элтанин (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). Они залегают здесь гипсометрически выше амфиболитовых сланцев (рис. 15).

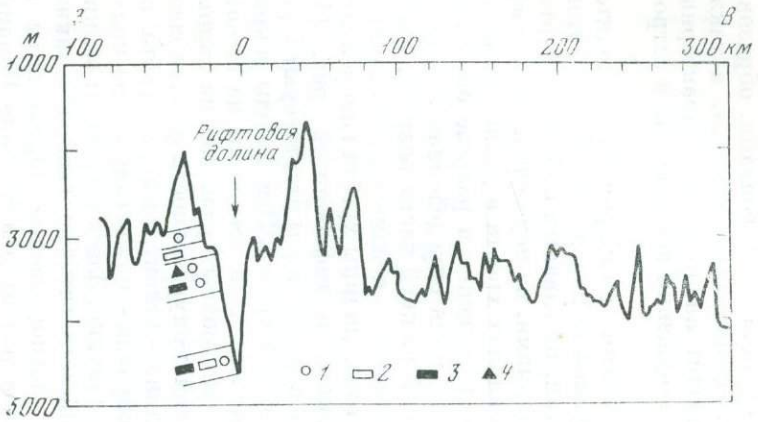
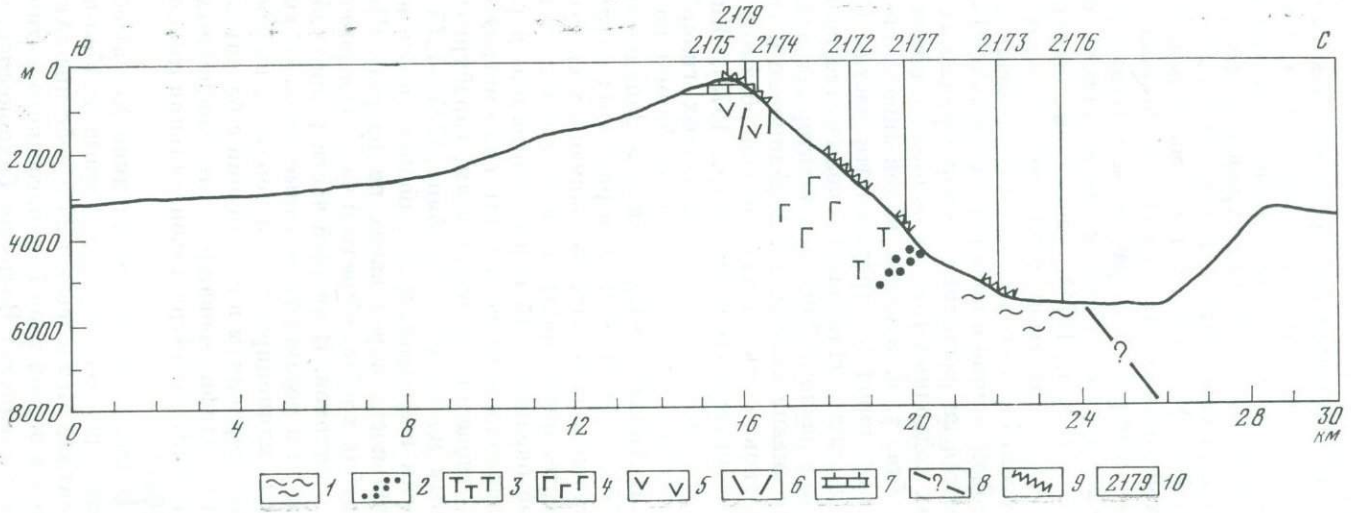


Рис. 14. Широтный профиль осевой части Срединно-Атлантического хребта на 6° с. ш. (Бонатти и др., 1973)

1 — базальты; *2* — зеленые сланцы; *3* — амфиболиты; *4* — серпентиниты

Рис. 15. Схема расположения станций опробования в зоне разломов Элтанин (разлом Хейзена). Батиметрический профиль построен по данным А. В. Живаго

1 — амфиболитовые сланцы; *2* — такситовые пироксен-плагиоклазовые породы с амфиболом, оливином и биотитом; *3* — перидотиты; *4* — габбро; *5* — базальты; *6* — долериты; *7* — известняки; *8* — предполагаемый разлом ; *9* — места драгировок; *10* — станции



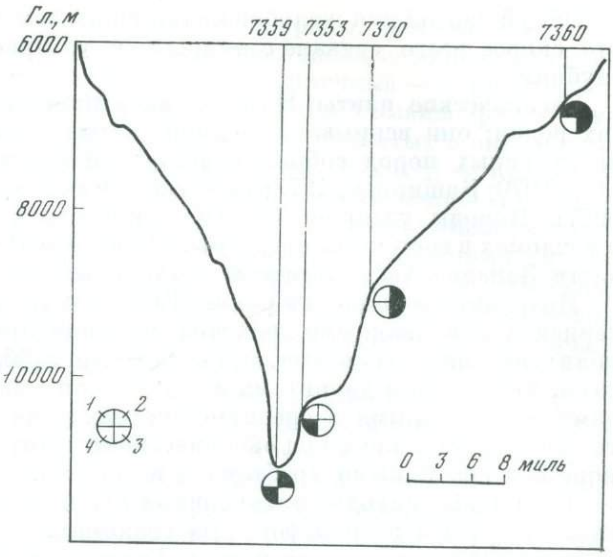


Рис. 16. Выходы пород (по данным драгировок) на внешнем склоне Марианского желоба (Скорнякова, Липкина, 1975)

1 — кремнистые породы;
2 — прочие осадочные породы;
3 — базальты;
4 — интрузивные основные и ультраосновные породы

Ниже поверхности дна интрузивные породы ультраосновного и основного состава были вскрыты при бурении с американского судна «Гломар Челленджер» в Атлантическом (скв. 334, 395) и Тихом (скв. 293) океанах (Hodges, Papike, 1976; Золотарев, 1976; Karig, Ingle, 1975).

Глубоководные океанические желоба. Интрузивные породы встречены в желобах Пуэрто-Рико, Южно-Сандвичевом (Атлантический океан), Тонга, Марианском, Палау (Тихий океан). Наиболее полный разрез получен в Марианском желобе (Скорнякова, Липкина, 1975). Интрузивные породы драгированы на внешнем склоне желоба, крутизна которого в нижних частях составляет 7—9°, увеличиваясь на глубине более 9000 м до 30—40°. Образцы интрузивных пород получены на глубинах свыше 10 000 м (рис. 16). Они представлены серпентинизированными энстатитовыми дунитами, гарцбургитами, габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, плагиоклазовыми пироксенитами, амфиболитами, габбро-долеритами. Характерно присутствие обломков антигоритового серпентинита с прожилками хризотил-асбеста. Последнее указывает на автометаморфизм ультрабазитов в стрессовых условиях. Выше интрузивного комплекса залегают базальты. Южнее, в желобе Палау, обнаружены габбро-нориты, метаморфические породы и базальты.

Близкий разрез получен в желобе Тонга (Fisher, Engel, 1969). Здесь, на внутреннем склоне, в нижних частях разреза встречены серпентинизированные дуниты (глубина 9400 м), авгит-роговообманковые габбро (глубина 7700 м) и эффузивы основного состава (глубина 7000 м).

В желобе Пуэрто-Рико (Bowin e. a., 1966) картина несколько иная. Ультраосновные породы, представленные серпентинитами, обнажаются на глубинах 6900 и 6200 м; на глубине 6400 м встречены только базальты. Можно предположить, что здесь широко развиты процессы тектонических перемещений ультраосновных пород. Аналогичная картина наблюдается и для Южно-Сандвичева желоба (Рудник, Фролова, 1973). Ультрабазиты, представленные серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, выходят на поверхность дна на глубинах от 2790 до 5650 м. На глубине 4556 м около 70% обломков представлены базальтами. Габбро в незначительном количестве встречено лишь на глубине 5650 м. В отдельных образцах в серпентинитовом цементе обнаружены обломки габбро-норитов. Все это указывает на наличие в Южно-Сандвичевом желобе тектонических перемещений ультрабазитов в виде протрузий.

Общей чертой для желобов является повсеместное присутствие дунитов. Это скорее всего связано с вскрытием ультраосновных пород на большую глубину.

Океанические плиты. Находки интрузивных пород на океанических плитах редки; они вскрываются лишь в разломах. Наиболее полный набор интрузивных пород собран в восточной части Индийского океана (Hekinian, 1970; Кашинцев, 1973; Безруков, Кашинцев, 1974; Кашинцев, Рудник, 1977). Породы ультраосновного, основного и среднего состава встречены в разломах в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта, в северной части Западно-Австралийской котловины, южнее Кокосового поднятия.

Интрузивные породы в районе Восточно-Индийского хребта представлены серпентинизированными гранатовыми перидотитами, гарцбургитами, лерцолитами, пироксенитами, троктолитами, габбро-норитами, габбро, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Набор пород сходен с породами, встреченными в срединно-океанических хребтах. Можно предполагать, что земная кора под океаническими плитами близка по составу пород коре под срединными хребтами и желобами.

Единичные находки интрузивных пород основного и ультраосновного состава известны в трансформных разломах, секущих океанические плиты в центральной и восточной частях Тихого океана.

В отношении возраста интрузивных пород дна океанов пока достоверных данных очень мало. Определения абсолютного возраста гипербазитов скал Св. Петра и Св. Павла в Срединно-Атлантическом хребте K-Ar-методом разноречивы. Приводятся цифры от 350 млн. до 4,5 млрд. лет (Melson e. a., 1972). Более достоверен возраст горнблендитов, определенный этими же авторами в 835 млн. лет. Цифры дают возможность трактовать ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта как докембрийские блоки или фрагменты верхней мантии (Пейве, 1975). Возраст кварцевых диоритов из северной части Срединно-Атлантического хребта, встреченных в ассоциации с ультраосновными и основными интрузивными породами, был определен по роговой обманке в $9 \pm 1{,}3$ млн. лет (Aumento, 1969). Кварцевые диориты содержат ксенолиты амфиболитов и гипербазитов, возраст которых, следовательно, заведомо древнее. Диориты встречены в ассоциации с гипербазитами и тронд ъемитами (Na-аплитами). Такая ассоциация очень характерна для «альпинотипных» ультраосновных комплексов. Однако происхождение диоритов проблематично, так как не исключена возможность ледового разноса.

В Индийском океане Энгель и Фишером (Engel, Fisher, 1975) был определен возраст анортозита по роговой обманке. Анортозит поднят совместно с ультрабазитами и габброидами с глубины 4240—4880 м с нижней части северо-западного склона разлома Мария Целеста, вблизи пересечения этим разломом Центрально-Индийского хребта. Возраст определен в 107 ± 13 млн. лет (ранний мел), но низкие содержания K_2O в роговой обманке (0,11%) заставляют этих авторов отнестись к полученной цифре критически.

Таким образом, определение возраста интрузивных пород в океане является в настоящее время слабо освещенной проблемой. Если же принять приведенные цифры, то можно считать, что в пределах срединно-океанических хребтов встречаются интрузивные комплексы различного возраста.

2.2. Петрография пород

Ультраосновные породы. Наиболее широко распространенными разновидностями ультраосновных пород являются гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, а в желобах и дуниты. К главным породообразующим минералам относятся оливин, орто-и клинопироксены, плагиоклаз, шпинель; характерные вторичные минералы — серпентин, тальк, тремолит и хлорит.

Дуниты представляют собой среднезернистые породы, состоящие из оливина (90—95%) и хромшпинелида (1—2%). Второстепенные минералы представлены орто- или клинопироксеном (до 5%), вторичные — серпентином, тальком, амфиболом и магнетитом. В дунитах впадины Романш присутствует плагиоклаз (1—3%). Состав оливинов в дунитах, поднятых с океанского дна, отвечает содержанию фаялитовой составляющей (Fe_2SiO_4) — примерно 8—10. Рудный минерал — хромшпинелид, частично или полностью замещенный магнетитом. По составу хромшпинелид и оливин океанических гипербазитов идентичны таковым из альпинотипных и расслоенных плутонов. Образцы дунитов в ассоциации с другими ультрабазитами отмечены в Южно-Сандвичевом желобе (Рудник, Фролова, 1973), во впадине Романш (Богданов, Плошко, 1967), в Аравийско-Индийском хребте (Чернышева, 1969), Марианском желобе (Скорнякова, Липкина, 1975) (см. табл.1).

Гарцбургиты — более распространенный тип ультраосновных пород; состоят из оливина (60—70%), ортопироксена (20—30%), шпинелида (~1%). Второстепенные минералы представлены клинопироксеном и плагиоклазом, вторичные — серпентином, тальком, актинолитом, бруситом и хлоритом в самых различных пропорциях. Ортопироксен препарируется на поверхности в виде короткопризматических или неправильной формы зерен размером около 5 мм. Пироксен распределен в породе равномерно, и на этом фоне отмечаются более крупные (до 10 мм) зерна, цепочки, тонкие прожилки и просечки этого минерала. Часто в гарцбургитах можно наблюдать согласные и секущие жилы, сложенные дунитом или оливинитом.

Лерцолиты представляют собой вторую большую группу ультраосновных пород океанов. Это плотные среднезернистые породы, причем количества ромбического и моноклинного пироксена в них приблизительно одинаковы. Порода состоит из оливина (60—65%), энстатит-бронзита (20—25%), диаллага (15—20%) и шпинели (~1%). Из второстепенных минералов присутствует плагиоклаз, содержание которого может иногда достигать 15% объема породы (плагиоклазовые лерцолиты).

Среди лерцолитов встречена (в одном случае) редкая разновидность, содержащая гранат (Engel, Fisher, 1969). Этот образец драгирован в нижней части склона Аравийско-Индийского хребта, вблизи дна секущего разлома. По содержанию Al_2O_3 (24%) и CaO (37%) гранат может быть отнесен к гроссуляру или гидрогроссуляру. Первичная природа этого минерала не ясна.

Верлиты — плотные зеленовато-серые породы, состоящие из оливина (70—80%), диопсида (15—20%) и рудного минерала (~1%). Второстепенными минералами могут быть ортопироксен (1—2%) и амфибол, который обычно развивается по клинопироксену. Породы встречены в океане в ограниченных количествах. Серпентинизированные верлиты описаны в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта (Чернышева, 1969).

Пироксениты также имеют ограниченное распространение. Среди пироксенитов выделяются мономинеральные разновидности, сложенные либо клинопироксеном (диаллагит), либо ортопироксеном (энстатит), а также разновидностью, состоящей из двух вышеуказанных минералов (вебстерит). В пироксенитах может присутствовать до 10—15% оливина (оливиновые пироксениты). В океане пироксениты встречены в разломах на ложе восточной части Индийского океана (Hekinian, 1970; Кашинцев, 1973), в разломе Романш (Атлантический океан) (Плошко, Богданов, 1972б), где в них отмечаются акцессорные примеси плагиоклаза, а также в пределах Аравийско-Индийского хребта (Engel, Fisher, 1975).

Основные породы. Породы группы габбро сложены оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом и амфиболом. В зависимости от количественных соотношений этих минералов выделяются обычные габбро (клинопироксен + плагиоклаз), нориты (ортопироксен + плагиоклаз), габ-

бро-нориты (ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз), оливиновые габбро (оливин + пироксены + плагиоклаз), троктолиты (оливин + плагиоклаз) и амфиболовые габбро (пироксен + амфибол + плагиоклаз). Такое разделение по типам схематично, так как среди них могут быть более сложные соотношения с появлением всевозможных переходных разностей. Наиболее распространенными типами габброидов в океанах являются обычные габбро и габбро-нориты, остальные разновидности встречаются в резко подчиненном количестве.

Габбро — массивные породы от светло- до темно-серого цвета. Структура их различная — от мелкозернистой (размер зерен в среднем 0,1—0,3 мм) до крупнозернистой (8—10 мм). Порода состоит из клинопироксена (35—70%), плагиоклаза (20—50%). Из второстепенных минералов встречаются оливин, ортопироксен, роговая обманка, биотит; акцессорные: сфен, титаномагнетит, ильменит, пирит, циркон, апатит; вторичные: гематит, хлорит, пренит, иддингсит, серпентин, тальк, лейкоксен и низкотемпературные амфиболы ряда тремолит-актинолит.

Наиболее полные петрографические описания габброидов и минералов, слагающих эти породы, приводятся в работах (Чернышева, 1969, 1970; Плошко и др., 1971; Сидоренко и др., 1973).

Габбро-нориты — это светло-серые с коричневато-желтым оттенком полнокристаллические породы с массивной текстурой, структура, как и у обычного габбро, различна. Отличительной чертой пород является присутствие в качестве главного породообразующего минерала ортопироксена (5—30%) и приблизительно равных количеств орто- и клинопироксенов.

Нориты — породы, состоящие из ортопироксена и плагиоклаза; клинопироксен отсутствует либо наблюдается в незначительных количествах (1—3%). Детальных петрографических описаний норитов океана в литературе пока нет. Отметим, что редкие мелкие обломки норитов сопутствуют габбро-норитам (Сидоренко и др., 1973).

Троктолиты (фореллештейны) составляют особую, переходную к гипербазитам подгруппу основных интрузивных пород. Это крупнозернистые светло-серые породы с бурыми окисленными зернами оливина. Они состоят из оливина (30%), плагиоклаза (65—70%) и пироксена (~5%). Оливин нацело замещен иддингситом. Троктолиты отмечены пока лишь в трех структурах океанического ложа: во впадине Романш (Сидоренко и др., 1973), в северной части Западно-Австралийской котловины (Кашинцев, 1973) и во впадине Хесса (Галапагосское поднятие).

Амфиболовые габбро отличаются от обычного габбро и габбро-норитов присутствием породообразующей роговой обманки (часто двух видов). Количество этого минерала достигает иногда 50%. Реакционное замещение пироксена роговой обманкой начинается с образования каемок вокруг пироксеновых зерен. Часто можно наблюдать конечный продукт этого процесса, когда среди идиоморфных кристаллов роговой обманки встречаются лишь мелкие (0,1—0,3 мм) округлые реликты бывшего здесь клинопироксена. В породе встречаются два типа роговой обманки — бурая и зеленая. При вторичных изменениях она переходит в игольчато-волокнистый агрегат уралита.

Анортозиты — крайне лейкократовые, светлые, светло-серые крупнозернистые разновидности габброидов. Состоят они из плагиоклаза (84—94%), клинопироксена (~5%), роговой обманки (5—6%) и рудного минерала (~0,1%). Первая находка анортозита с биотитом (5%) описана в рифтовой области Срединно-Атлантического хребта (Quon, Ehlers, 1963), вторая — в разломе, секущем Аравийско-Индийский хребет (Engel, Fisher, 1969).

Следует также отметить габброиды, обогащенные рудным компонентом, обнаруженные в пределах Срединно-Атлантического хребта (Дмитриев,

1972; Miyashiro e. a., 1970; Плошко и др., 1971). Этот тип габброидов отличается повышенным (до 20%) содержанием титаномагнетита и имеет характерную сидеронитовую структуру, обусловленную скелетным заполнением рудным минералом основной массы породы и выполнением пустот силикатами.

Очень характерным для габброидов является динамометаморфизм. Почти во всех работах в том или ином объеме отмечаются процессы дробления и катаклаза породообразующих минералов. Раздробленные участки представляют собой агрегаты мозаично угасающих зерен пироксена и плагиоклаза, замещенных мелкоигольчатыми волокнистыми вторичными амфиболами — тремолит-актинолитом, уралитом.

Средние породы. *Диориты* состоят из плагиоклаза (65—70%), роговой обманки (26—30%), кварца (0—4%) и акцессорных минералов, представленных титаномагнетитом, сфеном, апатитом, редко цирконом. Состав плагиоклаза колеблется от андезина (An_{40-45}) до олигоклаза (An_{15}). Наличие кумулятивных текстур, ксенолитов вмещающих ультраосновных пород и амфиболитов позволяет считать диориты дифференциатами крупных основных интрузий. Появляются они на поздних фазах становления таких интрузий (Aumento, 1969). Встречены диориты в различных участках Срединно-Атлантического хребта (45° с. ш., разлом Романш), в восточной части Восточно-Индийского хребта, в пределах Аравийско-Индийского хребта (см. табл. 11).

Кислые породы. *Кварцевые монцониты* состоят из кварца (21,5%), ортоклаза (16,5),олигоклаза (56%), роговой обманки (3%) и биотита (1%). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном и цирконом. Структура породы микропегматитовая.

Натровые аплиты состоят из кварца (25%), сростков альбита и калиевого полевого шпата (24%), олигоклаза (42%), роговой обманки (5%), биотита (2%), рудного минерала и эпидота.

Гранодиориты сложены кварцем (20%), олигоклазом (60%), роговой обманкой (20%); акцессорные: рудный минерал, сфен, апатит.

Кислые разновидности интрузивных пород встречены в ассоциации с габбро и диоритами. Они слагают маломощные (первые сантиметры) прожилки, отмечены в пределах Срединно-Атлантического (Miashiro e. a., 1970), Аравийско-Индийского (Engel, Fisher, 1975) и Восточно-Индийского (Кашинцев, Рудник, 1977) хребтов. По мнению этих авторов, кислые породы являются крайними дифференциатами основной магмы.

2.3. Петрохимия интрузивных пород

Одна из проблем современной петрохимии — выяснение химической специфики гипербазит-базитовых комплексов океанов и континентов для оценки степени их генетической общности. В настоящее время по этой проблеме накоплен довольно большой аналитический материал, который требует обобщений. Необходимо оговориться, что средние содержания, рассчитанные для сравнения океанических и континентальных интрузивных пород, по представительности не вполне сопоставимы. Это следует иметь в виду при теоретических обобщениях, которые могут иметь пока только предварительный характер.

Петрографические и геологические данные свидетельствуют о присутствии на дне океанов по меньшей мере трех формационных типов ультрабазитов и ассоциирующих с ними габброидов: 1) ультраосновные породы перидотитовой или дунит-гарцбургитовой («альпинотипной») формации, 2) ультрабазиты дунит-пироксенит-габбровой формации, 3) перидотиты с повышенной щелочностью. В связи с этим сравним геохимические особенности

выделяемых формационных типов между собой, а также с аналогичными формационными типами, развитыми на континентах.

Ультраосновные породы. Наибольший интерес представляют ультрабазиты дунит-гарцбургитовой («альпинотипной») формации Аравийско-Индийского хребта (Чернышева, Рудник, 1970а). Сравнение среднего химического состава перидотитов этого хребта (табл. 12, колонка 1) со средним перидотитом дунит-гарцбургитовой формации континентов (см. табл. 12, колонка 2) показывает, что между ними имеются незначительные различия. Перидотиты океанического хребта характеризуются повышенным содержанием TiO_2, Al_2O_3 и Na_2O (перидотиты континентов имеют несколько повышенное содержание MgO). Они ближе по составу к гарцбургитам и отличаются более высоким содержанием TiO_2, CaO и Na_2O от среднего гарцбургита Урала. В то же время величина D в названных типах пород больше нуля, что позволяет отнести взятые для сравнения породы к дунит-гарцбургитовой формации (Сутурин и др., 1972). Проводя сравнительный анализ усредненных пород по отдельным компонентам, следует иметь в виду, что наиболее информативны для гипербазитов содержания в породах Al, Ca, Fe и Mg (Васильев и др., 1971). Исходя из этого ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации океана отличаются несколько большим содержанием CaO при пониженном MgO, т. е. они в незначительной степени менее мафичны, чем континентальные породы этой формации, и по химическому составу располагаются между гарцбургитом и лерцолитом.

По данным петрографического анализа, как уже говорилось выше, аналогом дунит-пироксенит-габбровой формации в океане считается ультрабазит-габбровый комплекс впадины Романш (Срединно-Атлантический хребет) (Плошко, Богданов, 1968). Сравнение перидотитов из этой впадины с перидотитами той же формации других регионов показывает, что первые существенно отличаются по содержанию FeO, MgO и CaO. Коэффициент f, являющийся одним из главных показателей сходства ультрабазитов различных формационных типов, также резко отличается и имеет величину, свойственную перидотитам дунит-гарцбургитовой формации. От среднего перидотита Аравийско-Индийского хребта их отличает лишь повышенное значение Na_2O. С другой стороны, характеристика D для перидотитов впадины Романш меньше нуля, что позволяет все же отнести эти породы к дунит-пироксенит-габбровой формации. Следовательно, пока нет какой-либо однозначности в выделении этой формации по петрохимическим данным. Остается предположить, что перидотиты впадины Романш относятся к ультраосновным породам переходных, межформационных типов.

В отличие от двух вышеперечисленных формаций перидотиты Западно-Австралийской котловины характеризуются резко повышенной железистостью и щелочностью (Безруков, Кашинцев, 1974). Последнее не характерно для пород дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций. Такого типа породы стоят ближе к ультраосновной щелочной формации платформ. Для сравнения взяты ультрабазиты известного Гулинского массива (на севере Сибирской платформы), представляющего расслоенный плутон, образовавшийся в результате дифференциации гетерогенного расплава, отвечающего по составу меймечиту (Васильев, 1972). Сравнение средних составов перидотитов этих двух провинций показывает, что они во многом схожи. Перидотиты океана отличаются лишь вдвое меньшим содержанием CaO, в них занижено количество TiO_2. По содержанию TiO_2 ультрабазиты Западно-Австралийской котловины ближе к породам дунит-пироксенит-габбровой формации. Принимая во внимание, что рассматриваемый комплекс находится в относительно стабильной области океанического дна, не забывая о резких различиях в составе и мощностях континентальных платформ и океанических плит, можно предположить, что в океанах (в пределах плит)

Таблица 12. Средние составы океанических и континентальных гипербазитов и различных формационных типов (вес. % в пересчете на безводность)

Компоненты	Дунит-гарцбургитовая формация					Дунит-пироксенит-габбровая формация			Ультраосновная щелочная формация			Формация стратиформных интрузий		Средние общие без учета формационной принадлежности		
	(22) *	—	—	(16)	(18)	—	—	(10)	—	(6)	(4)	(4)	(26)	—	—	—
	1 **	2	3	4	5 **	6	7	8 **	9	10 **	11	12	13	14	15	16
SiO_2	44,54	43,59	45,01	46,12	45,39	43,51	44,20	45,19	40,80	45,00	42,00	40,60	50,54	46,20	44,38	45,09
TiO_2	0,25	0,04	0,01	0,04	0,22	0,29	0,44	0,31	1,81	0,12	0,10	0,13	0,13	0,10	0,51	0,01
Al_2O_3	2,88	1,60	2,08	2,00	2,15	5,74	3,82	3,01	2,89	4,01	3,94	4,72	5,10	2,54	5,58	2,12
FeO	8,76	8,52	8,00	9,08	7,53	13,11	13,46	8,84	14,66	14,81	17,06	11,96	9,72	8,29	13,00	8,07
MnO	0,15	0,12	0,11	0,13	0,22	0 17	0,19	0,14	0,26	0,34	0,36	0,16	0,19	0,10	0,18	0,11
MgO	40,60	44,43	43,74	40,80	43,11	27,07	32,24	39,77	31,36	27,36	30,60	38,47	30,68	40,95	24,00	42,92
CaO	1,95	1,06	0,34	0,81	1,15	9,84	5,17	1,62	7,12	7,28	2,82	2,84	2,58	1,52	11,05	0,97
Na_2O	0,17	0,08	0,06	0,22	0,14	0,27	0,33	0,42	0,32	0,90	1,01	0,40	0,21	0,20	0,80	0,06
K_2O	0,05	0,03	0,01	0,02	0,09	—	0,08	0,05	0,33	0,18	0,24	0,05	0,02	0,10	0,01	0,01
Cr_2O_3	—	0,35	0,37	0,35	—	—	0,05	—	0,32	—	—	0 41	0,52	—	0,31	0,36
NiO	—	0,18	0,26	0,20	—	—	0,03	—	0,13	—	—	—	—	—	0,16	0,27
f	17,74	16,09	15,46	—	14,86	32,62	29,45	18,18	31,85	35,11	35,79	23,71	24,05	16,83	35,13	15,82
D ***	+0,005	+0,06	+0,11		+0,08	−0,41	−0,3	−0,02	−0,46	−0,48	−0,37	−0,12	−0,05	+0,04	−0,55	+0,09

Примечание. 1 — перидотит Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов; 2 — перидотит континентальных областей (Велинский и др., 1970); 3 — гарцбургит Урала (Малахов, 1969); 4 — перидотит Срединно-Атлантического хребта между 24 и 30° с. ш. (Miyashiro e. a., 1969 a); 5 — гарцбургит Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов; 6 — перидотит Урала (Соболев С. Ф., 1968); 7 — перидотит континентов (Велинский и др., 1970); 8 — перидотит разлома Романш; 9 — перидотит Гулинского плутона (Васильев, 1972); 10 — перидотит восточной части Индийского океана; 11 — перидотит Западно-Австралийской котловины (Безруков, Кашинцев, 1974); 12 — перидотит о-ва Рам (Уэйджер, Браун, 1970); 13 — перидотит Стиллуотера (Уэйджер, Браун, 1970); 14 — ультрабазит океана (Шейнман, Лутц, 1974); 15 — ультрабазит мира (Виноградов, 1962); 16 — ультрабазит Урала (Малахов, 1969).

* В скобках приводится количество анализов.

** Расчет авторов по литературным данным.

*** Величина рассчитывается по формуле: $D = 0{,}0059\ SiO_2 - 0{,}0377\ TiO_2 - 0{,}0016\ Al_2O_3 + 0{,}0262\ Cr_2O_3 - 0{,}0262\ (FeO + Fe_2O_3) + 0{,}0029\ MgO - 0{,}0374\ CaO - 0{,}1319\ Na_2O + 0{,}0864\ K_2O - 0{,}0555$. При $D > 0$ породы относятся к дунит-гарцбургитовой формации, при $D < 0$ — к дунит-пироксенит-габбровой.

присутствуют ультрабазиты, близкие по составу ультраосновной щелочной формации платформ.

Наконец, следует сравнить полученные средние составы пород океанических областей с ультрабазитами стратиформных интрузий, так как есть указание на то, что часть ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта является кумулятами крупных стратиформных массивов (Thayer, 1969; Melson, Thompson, 1970; Engel, Fisher, 1975; и др.). Для сравнения взяты средние составы ультрабазитов о-ва Рам и массива Стиллуотера (Уэйджер, Браун, 1970). Как видно из табл. 12, ультраосновные кумуляты расслоенных плутонов различаются по содержанию SiO_2, MgO и (в меньшей мере) по содержанию TiO_2 и щелочей при близких величинах *f*. Это, по-видимому, отражает различный исходный состав магм или какие-то специфические условия кристаллизации. Разброс в составах сближает эти ультрабазиты по содержанию некоторых компонентов с перидотитами как впадины Романш (по Al_2O_3, MgO и CaO последние близки перидотитам о-ва Рам), так и Западно-Австралийской котловины (по Al_2O_3, MgO и CaO они близки массиву Стиллуотер). Следовательно, не исключена возможность, что породы океанических областей представляют собой кумуляты крупных стратифицированных интрузий.

Таким образом, петрохимические данные свидетельствуют о том, что ультрабазиты некоторых океанических областей сравнительно близки по составу аналогичным породам, развитым на континентах, но отклонения все-таки наблюдаются. Последние отражают, по-видимому, определенную специфику кристаллизации магм в указанных областях или связаны с недостатком информации по ультрабазитам океанов.

Рассмотрим петрохимические особенности ультраосновных пород океанов и континентов в целом. Сравнение средних составов ультрабазитов океана (см. табл. 12, колонка 13) и Урала (см. табл. 12, колонка 15) указывает на их заметное различие в содержании основных породообразующих компонентов. Отмечается определенная тенденция к увеличению содержаний SiO_2, TiO_2, CaO, Na_2O и K_2O в океанических ультрабазитах; при этом количество MgO в них уменьшено. Л. В. Дмитриев (1973), Ю. М. Шейнман и Б. Г. Лутц (1974) пришли к выводу, что океанические гипербазиты и перидотиты континентов существенно отличаются друг от друга. Не исключено, что эти отличия отражают различный состав выплавок, формирующих океаническую и континентальную кору в ходе эволюции Земли.

Скудные геохимические данные по океаническим гипербазитам не дают пока возможности получить какие-либо однозначные выводы, касающиеся сравнения формационных типов ультраосновных пород. Выше на примере петрохимических сравнений говорилось, что перидотиты впадины Романш, относящиеся к дунит-пироксенит-габбровой формации, по содержанию отдельных компонентов стоят ближе к перидотитам дунит-гарцбургитовой формации. Геохимические данные как будто подтверждают это. В. В. Плошко и Ю. А. Богданов (1968), указывают, что по содержанию V, Se, Cu, Sr, B, Y перидотиты впадины Романш занимают положение между средними составами гипербазитов и габбридов, по Nb, Li, Zn, B и Mo они близки к базальтам, а по содержанию в них Cr, Ni и Co аналогичны «альпинотипным» гипербазитам. Это еще раз свидетельствует, что в данном случае мы, возможно, имеем дело с ультраосновным массивом переходного типа, подобным описанным, например в Ньюфаундленде (Smith, 1958).

Геохимические особенности ультрабазитов Срединно-Индийского хребта, относимых к дунит-гарцбургитовой формации, показывают близость их к «альпинотипным» гипербазитам континентов. Эти данные основываются на распределениях в перидотитах Cr_2O_3, V_2O_5, CoO, NiO и редкоземельных элементов (Дмитриев, 1972).

Таблица 13. Содержание некоторых элементов в гипербазитах, океаническом базальте и хондрите (г/т) (Дмитриев, 1973; Соболев, Золотарев, 1974)

Элементы	Гипербазит океанов	Гипербазит континентов	Толеитовый базальт океанов	Хондрит	Элементы	Гипербазит океанов	Гипербазит континентов	Толеитовый базальт океанов	Хондрит
Cr	2300—4000	1300—1700	297	3500	Rb	—	31	10	3
V	39—70	—	—	—	Sr	165	68	130	11
Co	94—120	—	—	—	Li	35	12	9	2,7
Ni	3400—3600	1600	97	16800	Zn	100	2030	—	—
Sc	17	8	61	94	U	0,7	0,001—0,05	—	—
Cu	40—46	10—20	77	100	Th	0,15	0,01—0,02	—	—

Океанические и континентальные гипербазиты в целом заметно отличаются по целому ряду элементов (Дмитриев, 1973; Соболев, Золотарев, 1974). Приведенные в табл. 13 данные свидетельствуют, что океанические гипербазиты

1) более обогащены Cr, V, Co, Ni, Sc, Cu, Sr, Li, U, Th, чем континентальные породы того же состава; 2) по содержанию V, Sc, Cu, Sr, Li стоят ближе к толеитовым базальтам, чем к континентальным гипербазитам; 3) стоят ближе к хондритам по содержанию Cu, Li, Ni, Co, чем континентальные гипербазиты «альпинотипной» формации. То, что океанические гипербазиты при малом количестве дунитов, являющихся основными концентраторами Cr, Ni и Co, оказываются все же обогащенными этими элементами, может свидетельствовать об определенной геохимической специфике исходных магм под океанами.

Таким образом, гипербазиты океанических и континентальных областей различаются как по содержанию петрогенных элементов (незначительно), так и по ряду редких элементов (более заметно).

Несколько противоречивые данные получены при сравнении распределения урана. В образцах ультрабазитов Аравийско-Индийского хребта содержание урана в 100 раз выше, чем в континентальных аналогах (Дмитриев, 1972). По данным Зитца и Харта (Seitz, Hart, 1973), большая часть урана поступает в ультрабазиты при их серпентинизации. Таким образом, повышенные значения *U* в образцах ультрабазитов Аравийско-Индийского хребта скорее всего связаны с большей степенью их серпентинизации. Имеются также сведения, что содержания *U* в ортопироксенах различных частей срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов в значительной мере различаются между собой (Mitchell, Aumento, 1974). Общий вывод сводится к тому, что содержание урана в ультрабазитах может отражать различную глубину их становления и различную степень серпентинизации.

По отношению Sr^{87}/Sr^{86} океанические гипербазиты аналогичны континентальным (Bonatti e. a., 1970). Кроме того, это отношение в гипербазитах (табл. 14) выше, чем в базальтах и габбро, т. е. складывается впечатление об отсутствии генетического родства между гипербазитовым и базитовым членами офиолитовых комплексов. На основании различий в величинах стронциевого отношения высказывается гипотеза, что ультрабазиты как в океане, так и на континентах представляют собой слой обедненных «альпинотипных» гипербазитов, образовавшихся после отделения литофильных элементов из верхнего слоя мантии на ранних этапах развития Земли (Bonatti e. a., 1970). Данные Фора и Пауэлла заставляют подходить к этой гипотезе критически. Авторы пишут: «Неразумно поэтому использовать первичные отношения Sr^{87}/Sr^{86} в альпинотипных ультраосновных породах как

Таблица 14. Величины отношения калия, рубидия и стронция в породах океанов и континентов

№	Породы	K/Rb	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
1	Перидотиты Срединно-Атлантического хребта (САХ)	723 (180—1700)	0,051 (0,016—0,123)	0,7109 (0,7063—0,7227)
2	Перидотит Сан-Паулу	319 (238—472)	1,993 (0,021—5,75)	0,7061 (0,7034—0,7067)
3	Базальты и габбро САХ	826 (315—1716)	0,023 (0,005—0,052)	0,7029 (0,7022—0,7041)
4	Амфиболиты САХ	2206 (1358—3053)	0,003 (0,001—0,005)	0,7047 (0,7042—0,7052)
5	Расслоенные интрузии континентов	—	—	(0,7029—0,7065)
6	Континентальные гипербазиты	—	—	0,7124

Примечание. 1—4 — Bonatti e.a., 1970; 5,6 — Фор, Пауэл, 1974. В скобках — пределы колебаний.

основу для рассуждений о геохимической эволюции Земли» (Фор, Пауэлл, 1974, с. 91).

Океанические гипербазиты более обогащены легкими лантаноидами, чем хондриты (Балашов и др., 1970), в то время как базальты срединно-океанических хребтов обеднены ими. Но эти факты противоречат гипотезе кристаллизационной дифференциации как возможного процесса образования ультрабазитов из базальтовой магмы. До сих пор не совсем ясна и взаимосвязь серпентинизации ультрабазитов с обогащением их редкоземельными элементами (Балашов и др., 1970). Поэтому использование имеющихся в настоящее время данных по распределению редкоземельных элементов в океанических ультрабазитах для каких-либо генетических обобщений встречает значительные трудности.

Основные породы. Петрохимический анализ габброидов, ассоциирующих с гипербазитами соответствующих формаций, предположительно выделяемых в океане, указывает на определенную специфику их состава по сравнению с габбро континентальных областей (табл. 15). Наиболее существенные различия касаются содержаний TiO_2, MgO и щелочей. Габбро гарцбургитовой формации Урала (см. табл. 15, колонка 2) имеют пониженные содержания TiO_2 и Na_2O по сравнению с габбро Срединно-Индийского хребта (см. табл. 15, колонка 1) и повышенные — MgO и K_2O. Эта закономерность сохраняется и по отношению к габбро Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 15, колонка 3). Габбро дунит-пироксенит-габбровой формации различных областей имеют незначительные колебания в содержаниях почти всех компонентов. Характерной чертой их является повышенное содержание TiO и щелочей. На этом фоне габбро впадины Романш отличается пониженным значением K_2O против габбро дунит-гарцбургитовой формации океанов. Щелочные габброиды Западно-Австралийской котловины отличаются от щелочных долеритов Сибирской платформы соотношением FeO и MgO и более низким содержанием K_2O. Сибирские долериты более железистые. Сравнение выделенных формационных типов габброидов океана с аналогичными породами некоторых расслоенных плутонов (см. табл. 15, колонки, 10, 11) позволяет отметить, что габброиды впадины Романш наиболее близки основным породам массива Стиллуотер (в последних несколько меньше MgO).

Таблица 15. Средние составы габброидов различных областей мира (вес.%)

Компоненты	Гарцбургитовая формация			Дунит-пироксенит-габбровая формация				Ультраосновная щелочная формация		Формация стратиформных интрузий		Средние без учета формационного анализа	
	(20) *	—	—	(15)	—	(48)	(48)	(4)	—	—	—	(58)	—
	1 **	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	48,03	45,58	49,55	48,64	44,99	47,06	49,62	48,75	46,68	51,13	59,68	48,03	48,24
TiO_2	1,25	0,35	1,49	0 89	0,89	0,66	1,23	2,83	3,04	0,55	0,45	1.06	0,97
Al_2O_3	17,73	15,49	15,72	15,91	18,49	17,93	15,83	15,54	14,58	18,24	17,64	16,49	17,88
Fe_2O_3	3,24	3,21	—	3,22	4,03	2,59	2,95	2,74	4,00	1,92	0,26	3,34	3,16
FeO	5,98	6,38	7,56	7,42	6,95	6,60	6,10	5,07	10,83	5,94	9,88	5,67	5,95
FeO′	8,90	9,27	7,56	10,32	10 58	8,93	8,76	7,54	14,43	7,67	10,11	8,68	8,79
MnO	0,07	0,17	0,16	0,14	0,11	0,13	0,16	0,13	—	—	0,15	0,14	0,13
MgO	8,18	10,70	9,27	9,38	6,48	9,14	9.16	8,66	4,15	7,33	7,61	8,98	7,51
CaO	12,04	12,14	11,16	10,27	13,29	12,20	10,29	8,30	8,14	11,46	10,47	11,06	10,99
Na_2O	2,63	1,39	2,70	2,69	1,78	1,69	2 11	3,28	3,22	2,19	1,87	2,60	2,55
K_2O	0,11	1,53	0 08	0,14	0,47	0,31	0,49	0,62	2,16	0,29	0 24	0,25	0,89
P_2O_5	—	0,22	0,03	0,07	0,03	—	—	0,10	0,99	—	0,09	0,07	0,28
H_2O	1 45	1,86	4,44	1,99	1,49	—	—	3,70	—	—	0,58	1,72	1,45
Сумма	100,71	98,92	99,94	100,76	99,00	98,31	97,94	99,45		99,05		99,41	100,00

Примечание. 1 — габброид Аравийского и Западно-Индийского хребтов; 2 — габбро гарцбургитовой формации Урала; 3 — габбро Срединно-Атлантического хребта на широте 24° с. ш. (Miyashiro e. a., 1970); 4 — габбро впадины Романш; 5 — основные породы дунит-пироксенит-габбровой формации Урала (Соболев С. Ф., 1968); 6 — габбро дунит-пироксенит-габбровой формации Алтае-Саянской складчатой области (Кутолин, 1972); 7 — габбро дунит-пироксенит-габбровой формации Прибайкалья (Кутолин, 1972); 8 — габбро Западно-Австралийской котловины; 9 — щелочной долерит северо-западной части Сибирской платформы (Кутолин, 1972); 10 — габбро и норит массива Бушвельд; 11 — основные породы массива Стиллуотер; 12 — габбро океана в целом; 13 — габброид по Дэли.

* В скобках приводится количество анализов.

** Анализы без ссылки на автора рассчитаны по многочисленным литературным данным.

Таким образом, габброиды океанов имеют некоторые общие черты с аналогичными породами различных формаций континентов. Однако значительные колебания в содержании отдельных компонентов в этих породах не позволяют пока однозначно рассмотреть вопрос о принадлежности океанических габброидов к той или иной магматической формации, выделяемой на континенте.

Сравнение среднего состава габбро океанов (см. табл. 15, колонка 12) и континентов в целом (см. табл. 15, колонка 13) указывает на их относительную близость с той лишь разницей, что океанические габброиды более

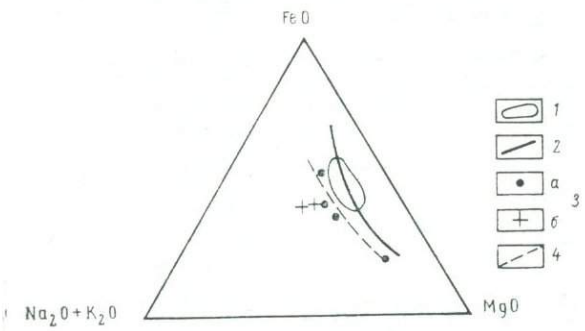


Рис. 17. Диаграмма MgO — FeO — (Na_2O + K_2O) (Miyashiro e. a., 1970, с дополнениями)

1 — поле абиссальных толеитов;
2 — линия дифференциации габбро Срединно-Атлантического хребта;
3 — составы:
а — габбро Западно-Австралийской котловины,
б — базальтов того же района;
4 — линия дифференциации габбро Западно-Австралийской котловины

магнезиальные, а континентальные имеют повышенные значения алюминия и калия. Возможно, это является отражением составов океанической и континентальной кор. Повышенное содержание Al_2O_3 и K_2O, по-видимому, связано с ассимиляцией осадочного материала сиалической коры. На это указывают косвенные данные, касающиеся дисперсий в содержаниях SiO_2 для континентальных габброидов (Малахов, 1969; Соболев С. Ф., 1968; Уэйджер, Браун, 1970) и стабильного содержания этого компонента для океанических разностей (Дмитриев, 1973; Плошко, Богданов, 1968; Кутолин, 1972). С другой стороны, наличие основных магм с большим содержанием щелочей на континентах, может быть, связано с большей глубиной заложения разломов и большей глубиной выплавки этих магм, значительной степенью их дифференциации по пути продвижения из глубинных областей планеты и соответственно большим уходом ультраосновного компонента из первичного расплава.

Разделение океанической коры на второй (существенно базальтовый) и третий (габбро-метаморфический) слои ставит вопрос о сравнении магм, дающих интрузивные и эффузивные аналоги. Принимая во внимание, что подавляющее количество проанализированных образцов габбро было поднято со срединно-океанических хребтов, уместно сравнить их состав со средним составом базальта из этих же структур (табл. 16). Такое сравнение показывает, что химические составы базальтов и габбро идентичны и отличаются (очень незначительно) по содержанию SiO_2, MgO и FeO. Габброиды несколько магнезиальнее по сравнению с базальтами, хотя величина f варьирует незначительно (0,46—0,52 в габбро и 0,53—0,56 в базальтах), а базальты имеют повышенное содержание SiO_2. Значительные различия составов габброидов и их большая магнезиальность объясняются скорее всего большей степенью дифференциации магмы в камере. Это предположение хорошо иллюстрируется данными Миясиро и др. (Myashiro, Shido e. a., 1969) (рис. 17). Точки анализов габброидов выходят за границы поля толеитовых базальтов, располагаясь вдоль стороны треугольника FeO—MgO, причем большая часть точек располагается ближе к углу, занимае-

Таблица 16. Средние составы габбро и базальтов некоторых океанических и континентальных областей

Компоненты	Количество анализов						
	58	150	20	30	39	4	2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,03	49,40	48,03	49,09	49,28	48,75	50,53
TiO_2	1,06	1,40	1,25	1,44	1,59	2,83	1,01
Al_2O_3	16,49	16,00	17,73	16,68	15,90	15,54	16,98
Fe_2O_3	3,34	2,30	3,24	2,30	2,81	2,74	4,70
FeO	5,67	7,60	5,98	6,49	6,90	5,07	2,45
FeO′	8,68	9,67	8,90	8,66	9,43	7,54	6,68
MnO	0,14	0,20	0,07	0,17	0,20	0,13	0,12
MgO	8,98	8,90	8,18	7,47	7,26	8,66	5,30
CaO	11,06	11,40	12,04	10,79	11,53	8,30	9,40
Na_2O	2,60	2,70	2,63	2,95	2,71	3,28	3,75
K_2O	0,25	0,20	0,11	0,17	0,17	0,62	1,30
P_2O_5	0,07	—	—	—	0,13	0,10	0,30
H_2O	1,72	—	1,45	—	0,94	3,70	4,05
Сумма	99,41	99,20	100,71	97,55	99,42	99,72	99,89
$F = \frac{\Sigma FeO'}{FeO + MgO}$	0,49	0,54	0,52	0,53	0,55	0,46	0,56

Примечание. 1 — средний состав габбро океанов; 2 — базальт срединно-океанических хребтов (Дмитриев, 1972); 3 — габбро Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов; 4 — толеитовый базальт Аравийско-Индийского хребта (Фролова, Рудник, 1972); 5 — толеит Восточно-Тихоокеанского поднятия; 6 — габброид Западно-Австралийской котловины; 7 — базальт Западно-Австралийской котловины.

мому MgO. На основании этого примера можно довольно уверенно говорить, что габбровые породы срединно-океанических хребтов являются интрузивными аналогами одной и той же толеитовой магмы. Распределение редкоземельных элементов в габбро Срединно-Атлантического хребта также подтверждает этот вывод (Masura, Jibiki, 1973).

Генетическая связь между габброидами и базальтами устанавливается для Западно-Австралийской котловины (см. рис. 17). Точки анализов габбро ложатся на кривую, параллельную кривой дифференциации габброидов, связанных с толеитовой магмой. Кривая для габбро лишь сдвинута в сторону щелочей, так как и габбро, и базальты имеют повышенную щелочность. Общие закономерности дифференциации сохраняются и здесь — габброиды более магнезиальны ($f = 0{,}46$) по сравнению с базальтами ($f = 0{,}56$).

Приведенные примеры из двух структурных областей океана лишний раз подтверждают, что различные по составу магмы дифференцируются одинаково, образуя в конечном счете интрузивные породы, близкие по составу ассоциирующим с ними базальтам.

Таким образом, изучение взаимоотношений между базальтами и габброидами указывает на следующие положения: 1) существуют переходные петрографические структуры (габбро-долеритовые, долеритовые) и пространственная связь между ними (Аументо и др., 1973); 2) отмечается близкий их химический состав; 3) устанавливается зависимость обоих типов пород от состава исходной магмы в каждом конкретном случае их сонахождения. Характер распределения петрогенных и редких рассеянных элементов указывает на наличие процессов дифференциации единой магмы при образовании названных пород (Miyashiro e. a., 1970; Engel, Fisher, 1969; Melson, Thompson, 1970).

О генетическом родстве габброидов и ультрабазитов свидетельствуют следующие факты: 1) наличие среди гипербазитов переходных к габброидам типов пород (плагиоклазовые перидотиты) с низким коэффициентом мафичности, а среди габбро — разновидностей, переходных к гипербазитам, с высоким значением этого коэффициента (троктолиты, оливиновые габбро-нориты); 2) близость соотношений Cr : Ni : Co (1 : 0,7 : 0,1 в гипербазитах; 1 : 0,7 : 0,3 в габброидах), а также некоторых редких рассеянных элементов (P, Mn, V, Cl, Pb, Sn, Nb, Li, B, Sc, Sr, Y и др.) в определенных магматических комплексах (разлом Романш) (Плошко и др., 1971). На отсутствие взаимосвязи указывают: 1) различный характер отношения изотопов стронция (Bonatti e. a., 1970); 2) отсутствие в отдельных случаях переходных разностей между габбро и ультрабазитами (Quon, Ehlers, 1963; Coleman, 1971); 3) различное распределение легких лантаноидов. Эти разноречивые данные скорее всего отражают сложность, многоэтапность формирования интрузивных комплексов океанической коры.

§ 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфические породы в зависимости от первичного генезиса исходных пород делятся на две большие группы. Первая группа включает претерпевшие метаморфизм магматические породы (ортопороды), вторая — осадочные (парапороды). Более дробная классификация метаморфических пород основана на физико-химических параметрах, имевших место при их формировании. К таким параметрам относятся: температура, давление, концентрация компонентов в растворе, степень химической активности или «подвижности» элементов. Значительную роль при выделении генетических рядов метаморфических пород играет химический состав минералов (Маракушев, 1973), отражающий термодинамическую обстановку их формирования.

Метаморфические породы в океанах встречаются в тесной ассоциации с интрузивными, т. е. имеются основания утверждать, что они занимают нижние части разреза коры. В зоне разломов Элтанин амфиболитовые плойчатые сланцы определенно залегают гипсометрически ниже перидотит-габбробазальтового комплекса (см. рис. 15). В табл. 17 дана сводка находок этих пород на дне океана, а на рис. 18 — схема расположения мест драгировок.

Метаморфические ортопороды по минеральному парагенезису относятся к фациям зеленых сланцев, цеолитовой, амфиболитовой и гранулитовой. По структурным и минералогическим характеристикам, которые в свою очередь отражают степень метаморфизма исходных пород, выделяются гранулиты, амфиболиты, зеленые сланцы, спилиты, метагаббро, метабазальты, серпентиниты. *Гранулиты* встречены в Аравийско-Индийском хребте (Чернышева, 1970; Розанова, 1972), в разломе к востоку от Восточно-Индийского хребта (Кашинцев, Рудник, 1977) и в зоне разломов Элтанин в Тихом океане (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). Породы состоят из мелких (0,3—0,4 мм) аллотриоморфных зерен плагиоклаза — от андезин-лабрадора (An_{35-50}) в периферии зерен до лабрадора (An_{65}) в центре. Моноклинный пироксен представлен диаллагом, образует мозаичный гранобластовый агрегат в ассоциации с уралитом. Совместно с моноклинным пироксеном в этом агрегате наблюдаются зерна оливина, ромбических пироксенов и бурой роговой обманки. Из акцессорных минералов в гранулитах отмечаются сфен и апатит. Структура пород нематогранобластовая, гранулитовая; текстура — линзовидно-полосчатая. Роговая обманка может указывать на то, что метаморфизм проходил на стадии между амфиболитовой и гранулитовой фациями метаморфизма, а вторичные амфиболы — на диафторез. Образование гранулитов Аравийско-Индийского хребта происходило при метаморфизме и метасоматозе

Таблица 17. Пункты находок метаморфических пород на дне океанов

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
			Атлантический океан		
1	Срединно-Атлантический хребет (САХ)	45°14′—45°31′ с. ш. 27°20′—29°50′ з. д.	2340—2520	Метабазальты, зеленые сланцы, амфиболиты	Аумento и др., 1973
2	Хребет Палмер	42 50,8—42 52,0 с. ш. 20 12,4—20 16,8 з. д.	3128—4645	Полимиктовые брекчии с кварцевым и карбонатным цементом, амфиболиты	Кани, 1973а
3	САХ	30 01—30 08 с. ш. 42 04—42 37 з. д.	4200—4280	Метабазальты, метагаббро	Миясиро и др., 1973
4	»	30 04 с. ш. 42 16 з. д.	4050	Кварц-эпидотовая порода	Quon, Ehlers, 1963
5	»	23 31,7—23 46 с. ш. 45 07—46 37 з. д.	3109—4207	Метабазальты, метагаббро	Miyashiro e. a., 1970
6	»	22 30—22 54 с. ш. 45 00—45 12 з. д.	3000—3500	Спилиты, зеленые сланцы, метабазальты	Melson e. a., 1968
7	САХ, разлом Вима	10 45 с. ш. 42 16 з. д.	4140—4910	Сфен-эпидот-амфиболовая порода	Мелсон, Томпсон, 1973
		10 37,5 с. ш. 43 36 з. д.	1910	Метабазальты	
8	САХ, рифтовая долина	05 55—06 00,5 с. ш. 33 14,9—33 16,5 з. д.	3300—4660	Хлорит-кварц-альбит-эпидотовые, хлоритовые, хлорит-амфиболовые сланцы, амфиболиты, тальковые сланцы	Bonatti e. a., 1965
9	САХ, разлом Романш	01 08 ю. ш. 24 05 з. д.	4800—5200	Серпентинит-хлоритовая брекчия с пренитовым цементом	Bonatti e. a., 1975
10	Там же	00 24 с. ш. 17 05 з. д.	2450—2560	Брекчия метабазальта, сцементированная эпидотом	Бонатти и др., 1973
		0 18 с. ш. 17 14 з. д.	5100—5305	Эпидот-альбит-хлорит-актинолитовый сланец	Bonatti, 1968a
11	»	00 56 с. ш. 29 34 з. д.	700—1100	Милонитизированный амфиболсодержащий ультрабазит	Bonatti, 1968a
12	»		7200—7300	Амфиболиты	Богданов, Плошко, 1967

Таблица 17 (продолжение)

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
		Индийский океан			
13	Аравийско-Индийский хребет	05°44′ с. ш. 62°34′ в. д.	2400	Окварцованные ультрабазиты, кварциты	
		05 34 с. ш. 61 50 в. д.	—	Спилиты, метагаббро, хлорит-эпидот-кварцевые прожилки	Metthews e. a., 1965; Cann, 1969
14	Там же	05 18,2 ю. ш. 68 34,0 в. д.	3750	Спилиты	Мурдмаа, Прокопцев, 1968
15	»	05 23,7—5 29,6 ю. ш. 68 34,8—68 35,3 в. д.	3500—3700	Гранулиты	Розанова, 1972; Батурин, Розанова, 1972
16	»	05 18,2—5 29,2 ю. ш. 68 33,8—68 35,8 в. д.	2250—4940	Спилиты, тальк-тремолитовые сланцы, жильный и друзовидный кварц	Чернышева, 1970
17	»	09 06,5 ю. ш. 67 16,2 в. д.	6400	Гранулиты	Чернышева, 1970
18	Разлом Мария Целеста	17 38 ю. ш. 65 49 в. д.	5185—5740	Эпидот-кварцевые породы	
		17 42,4 ю. ш. 65 40,8 в. д.	5015—5265	Альбитизированное и амфиболитизированное габбро	Engel, Fisher, 1975
19	Аравийско-Индийский хребет	28 22,0 ю. ш. 63 36,7 в. д.	4400	Метабазальты, кварц с кристаллами сульфидов	Чернышева, 1970
20	Разлом в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта	9 36,8 ю. ш. 90 29,2 в. д.	4500—4800	Амфиболовые, тальк-актинолит-хлоритовые сланцы	Кашинцев, Рудник, 1977
21	Там же	10 02,5 ю. ш. 91 30,8 в. д.	4700—4900	Гранулиты плагиоклаз-пироксен-амфиболовые	Кашинцев, Рудник, 1977
22	Восточно-Индийский хребет, разлом на восточном склоне	12 49,5 ю. ш. 89 00,2 в. д.	4480—5200	Кварциты, кремни, флогопитовые сланцы, кварц-серицит-хлоритовые сланцы	Кашинцев, Рудник, 1977
23	Разлом в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта	13 01,2 ю. ш. 91 15,5 в. д.	4400—5300	Гранат-актинолит-хлорит-эпидотовые сланцы, амфиболиты, кальцитовые, цеолитовые и кварцевые прожилки, горный хрусталь	Кашинцев, 1973

Таблица 17 (окончание)

№ п/п	Район	Координаты	Глубина, м	Породы	Литературные источники
24	Разлом в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта	16°38,5′ ю. ш. 90°17,5′ в. д.	4800—5000	Хлорит-гранат-пироксеновые микророговики (хлоргранаты), гранулиты, двупироксен-роговообманковые, пренитизированные ультрабазиты	Кашинцев, Рудник, 1977
25	Разлом в Западно-Австралийской котловине	15 28,2 ю. ш. 99 59,0 в. д.	4900—6100	Талькиты и тремолититы по ультрабазитам	Кашинцев, Рудник, 1977
	Там же	15 46,6 ю. ш. 99 54,5 в. д.	3400—5700	Хлоритовые сланцы	Кашинцев, 1973
26	Западно-Австралийский хребет	33 31 ю. ш. 101 08,5 в. д.	5982	Тремолитизированный ультрабазит	Hekinian, 1970
			Тихий океан		
27	Марианский желоб	11 21,5 с. ш. 142 18,4 в. д.	10 275	Альбит-кварц-эпидот-роговообманковые сланцы	Скорнякова, Липкина, 1975
28	Желоб Тонга	19 19 ю. ш. 173 09 з. д.	5 700	Спилиты, метабазальты	Авдейко и др., 1972
29	Поднятие Маккуори	51 01 ю. ш. 162 01 в. д.	360	Зеленые сланцы	Watkins, Gunn, 1970
30	Зона разломов Элтанин, разлом Хейзена	55 15,8 ю. ш. 125 37,1 з. д.	5200—5640	Амфиболитовые сланцы	Кашинцев, Фрих-Хар, 1978

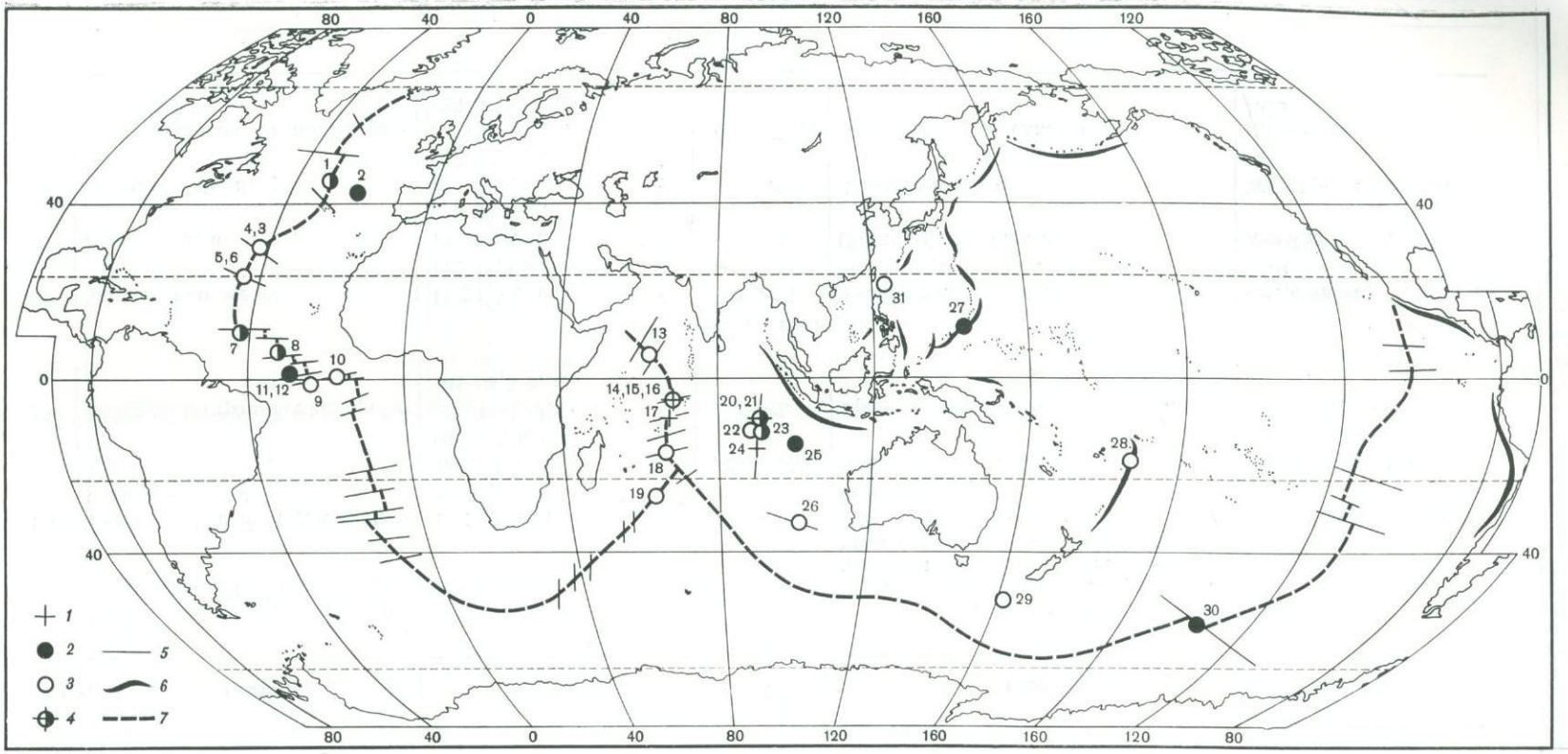


Рис. 18. Схема расположения станций с находками метаморфических пород на дне океана

Фации метаморфизма: *1* — гранулитовая; *2* — амфиболитовая; *3* — зеленосланцевая; *4* — пример совместной встречаемости различных фаций метаморфических пород; *5* — разломы; *6* — желоба; *7* — оси срединно-океанических хребтов. Цифры на схеме — номера пунктов находок пород (см. табл. 17)

габброидов или гипербазитов в стрессовых условиях, при температуре около 800° С (Розанова, 1972).

Амфиболиты — большая группа пород, имеющая широкое распространение в срединно-океанических хребтах. Это массивные темно-серые породы, часто со следами линейной ориентировки, обусловленной наличием мономинеральных прослоев. Амфиболиты в зависимости от степени метаморфизма и исходного вещества (Аументо и др., 1973; Bonatti e. a., 1975) состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаз-андезин), биотита, зеленой роговой обманки, эпидота, магнетита и сфена (низкая ступень амфиболитовой фации) или из роговой обманки, диопсида (диаллага), плагиоклаза (олигоклаз-андезин), ортоклаза и биотита (более высокая стадия метаморфизма амфиболитовой фации). В амфиболитовых сланцах разлома Хейзена (зона разломов Элтанин) отмечается заметное количество сульфидов (пирротина). Главную массу минералов составляют роговая обманка и плагиоклаз. Последний представлен короткотаблитчатыми или аллотриоморфными зернами, по составу варьирует в различных образцах от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина. В Западно-Австралийской котловине (Безруков, Кашинцев, 1974) в ассоциации с основными и ультраосновными породами встречены амфибол-эпидот-альбитовые амфиболиты, которые можно по парагенезису минералов отнести к низким ступеням амфиболитовой фации метаморфизма.

Породы зеленосланцевой фации метаморфизма представлены большой группой, в которой главную массу составляют основные и ультраосновные породы. По степени метаморфизма среди основных пород этой фации выделяются метабазальты, метагаббро, спилиты, зеленые сланцы.

Метабазальты и метагаббро образуются на наиболее низких ступенях метаморфизма и характеризуются, как правило, массивными текстурами. Они сохраняют первично-магматические структуры. Метаморфизм в них проявляется в появлении вторичных низкотемпературных минералов. Основной плагиоклаз становится мутным за счет выделения вторичных продуктов под общим названием соссюрита (соссюритизация), пироксен замещается низкотемпературным амфиболом актинолит-тремолитового ряда, оливин замещается иддингситом, а основная масса хлоритизируется и раскристаллизовывается. Аналогичные явления наблюдаются и в габброидных породах.

Спилиты — эффузивные породы основного состава (независимо от того, шаровые это лавы или массивные потоки), в которых плагиоклаз полностью альбитизирован, а основная масса претерпела перекристаллизацию с образованием кварц-альбит-хлоритового агрегата с магнетитом. Структуры могут быть самые различные, а не только спилитовые.

Зеленые сланцы. Следующей стадией изменения основных эффузивов является переход их в зеленые сланцы в условиях однонаправленных давлений. На различных участках срединных хребтов и океанических котловин найдены следующие разновидности сланцев: кварц-эпидотовые, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовые, гранат-актинолит-хлорит-эпидотовые, хлорит-кварц-эпидотовые. Основной текстурной особенностью пород является сланцеватость, часто микросланцеватость с дифференциацией (но не обязательно) минералов на отдельные прослои. Мономинеральные слои при этом наблюдаются редко, что заметно отличает зеленые сланцы от амфиболитов.

Среди пород зеленосланцевой фации метаморфизма особо выделяется группа сланцев, образованных по осадочным, существенно глинистым породам. Они встречены на склоне Восточно-Индийского хребта. Здесь отмечены переходы по степени метаморфизма от слабо раскристаллизованных, иногда окварцованных глин и аргиллитов до мономинеральных серицитовых и флогопитовых сланцев. Данных о присутствии в океанах осадочных пород более высокой степени метаморфизма пока нет.

Наряду с метаморфическими породами в океанах отмечаются также ме-

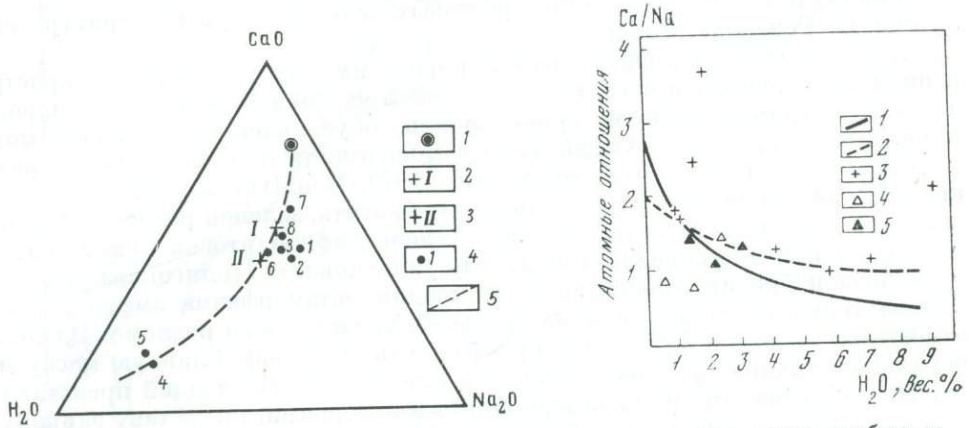


Рис. 19. Диаграмма CaO — Na_2O — H_2O спилитов срединно-океанических хребтов и Урала

1 — средний неизмененный толеит океана; *2* — средний спилит Магнитогорского мегасинклинория; *3* — средний спилит срединно-океанических хребтов; *4* — точки анализов спилитов срединно-океанических хребтов; *5* — линия вариаций составов

Рис. 20. Петрохимическая диаграмма отношения Ca/Na — H_2O в базальтоидах и габброидах океанических хребтов в процессах их метаморфической спилитизации и амфиболитизации (Маракушев, 1973, с дополнениями)

1 — кривая, отграничивающая область спилитизации; *2* — кривая, отграничивающая область амфиболитов; *3* — габброиды впадины Романш; *4* — габбро-амфиболиты впадины Романш (Плошко и др., 1971); *5* — метагаббро Срединно-Атлантического хребта, к северу от впадины Романш (Bonatti e. a., 1975)

тасоматиты, представленные мономинеральными жилами кварца, хлорита, эпидота, цеолита, а также эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, кварц-альбитовые, кварц-хлоритовые и хлорит-сфеновые жилы и прожилки (Чернышева, 1969; Батурин, Розанова, 1972; Канн, 1973а; Кашинцев, 1973; и др.).

Серпентиниты. Большую группу пород, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм, составляют ультраосновные породы, в частности серпентиниты. Метаморфизм ультрабазитов связан с процессами серпентинизации, отальковання, тремолитизации этих пород. Среди серпентинов выделяются три минералогических типа: хризотил (13,6—14,2% H_2O), лизардит (12,4—13,7% H_2O) и антигорит (12,2—12,4% H_2O).

Более высокие стадии метаморфизма ультраосновных пород приводят к образованию амфибол-хлорит-тальковых, тальк-тремолитовых и тремолит-хлоритовых пород. В зоне разлома в Западно-Австралийской котловине в ассоциации с ультрабазитами встречены мономинеральные хлоритовые породы, состоящие из крупных (до 1 мм) пластинчатых выделений хлорита (пеннин), иногда с реликтами амфиболовой спайности. Возможно, образование хлоритовых пород произошло по горнблендиту или по амфиболитизированному пироксениту.

Петрохимия метаморфических пород призвана решать вопросы миграции некоторых элементов при метаморфизме, а также выделения границ стадий метаморфизма океанов очень скуден. Зеленокаменно-измененные базальтоиды, в частности срединных хребтов, где они чаще всего встречаются, отличаются от неизмененных базальтов повышенными содержаниями Na_2O и H_2O (рис. 19). Это связано с привносом Na_2O в процессе регионального метаморфизма (Маракушев, 1973). С увеличением количества воды, поступившей в исходный базальт, происходит увеличение содержания в нем Na_2O (альбитизация пла-

Таблица 18. Средний петрохимический состав спилитов различных областей океанов и континентов (вес. %)

Компоненты	Количество анализов						
	6	6	8	30	43	—	150
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,14	47,63	48,66	49,09	52,45	49,06	49,40
TiO_2	1,65	1,79	1,73	1,44	0,66	1,60	1,40
Al_2O_3	16,22	14,98	15,28	16,68	15,05	14,97	16,00
Fe_2O_3	2,70	2,36	3,20	2,30	2,66	—	2,30
FeO	7,57	9,79	8,64	6,49	7,54	—	7,60
FeO′	10,00	11,91	11,52	8,66	9,93	11,20	8,67
MnO	0,20	0,19	0,19	0,17	0,13	0,19	0,20
MgO	7,62	9,03	7,81	7,47	5,91	5,69	8,00
CaO	10,83	5,54	5,77	10,79	7,23	7,22	11,40
Na_2O	3,02	3,44	3,84	2,95	3,64	4,23	2,70
K_2O	0,18	0,10	0 16	0,17	0,40	0,77	0,20
P_2O_5	0,08	0,14	0,11	—	0,42	—	—
H_2O^+	0,79	4,59	4,18	—	—	—	—
H_2O^-	0,30	0,49	0,53	—	6,46	5,60	—
Сумма	100,30	100,07	100,10	97,55	100,55	100,53	99,20

Примечание. 1 — неизмененный базальт Аравийско-Индийского хребта (Cann, 1969); 2 — спилит Аравийско-Индийского хребта (Cann, 1969); 3 — спилит Аравийско- и Западно-Индийского хребтов; 4 — средний неизмененный базальт Аравийско-Индийского хребта (Фролова, Рудник, 1972); 5 — спилит Магнитогорского мегасинклинория (Шарфман, 1971); 6 — спилит по А. А. Маракушеву (1973); 7 — базальт срединных хребтов (Дмитриев, 1973).

гиоклаза) и соответственно уменьшение отношения Ca/Na (атомные количества) (рис. 20).

Сравнение составов неизмененных базальтов и спилитов Аравийско-Индийского хребта (Cann, 1969) показывает, что существенных изменений в химическом составе пород не происходит, за исключением изменения содержаний Na_2O и CaO (табл. 18). При прогрессивном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации наблюдается обратная картина — происходит образование основного плагиоклаза. Это отражается в более высоком положении кривой, отделяющей амфиболиты от габброидов, по сравнению с кривой спилитизации, т. е. отношение Ca/Na в амфиболитах значительно выше (см. рис. 20).

Сравнение химических составов габбро и амфиболитов показывает, что последние имеют меньшие содержания CaO и более высокие — Na_2O (табл. 19). В то же время на рис. 19 видно, что по сравнению со спилитами содержание CaO в амфиболитах значительно выше и они занимают по содержанию этого компонента положение между спилитами и базальтами.

Как показали отдельные исследования метаморфических пород океанов, их генезис связан главным образом с динамотермальным метаморфизмом. Согласно теоретическим расчетам, температура метаморфизма в срединно-океанических хребтах в приповерхностных условиях (первые сотни метров) равна 100—150°. С глубиной (с повышением теплового потока) она должна подняться до 450°, что отвечает самому низкому пределу существования амфиболитовой фации (Миясиро и др., 1973). Эти расчеты хорошо согласуются с наблюдаемыми явлениями метаморфизма в срединно-океанических

Таблица 19. Средний состав амфиболитов и габбро различных областей океанов и континентов (вес. %)

Компоненты	Количество анализов				
	3	15	9	58	—
	1	2	3	4	5
SiO_2	50,48	48,64	49,33	48,03	50,55
TiO_2	3,09	0,89	1,67	1,06	1,09
Al_2O_3	16,33	15,91	14,34	16,49	12,56
Fe_2O_3	1,59	3,22	2,68	3,34	2,19
FeO	5,10	7,42	6,12	5,67	7,83
FeO′	6,53	10,32	8,53	8,68	9,80
MnO	0,09	0,14	0,21	0,14	0,18
MgO	7,85	9 38	8,95	8,98	9,38
CaO	8,67	10,27	9,69	11,06	9,54
Na_2O	4,90	2,69	3,21	2,60	2,98
K_2O	0,16	0,14	0,58	0,25	0,47
P_2O_5	0,20	0,07	0,16	0,07	0,12
H_2O^+	1,49	1,99	2,01	1,72	3,11
H_2O^-	0,35	—	0,35	—	—
Сумма	100,30	100,76	99,30	99,41	100,00

Примечание. 1— амфиболит впадины Романш; 2— габбро впадины Романш; 3— амфиболит океанов; 4 — габбро океанов; 5 — амфиболиты геосинклинальных областей (Маракушев, 1973)

хребтах. Образование гранулитов характеризуется условиями более значительных температур (800°) и давлений (Розанова, 1972). Такситовые текстуры гранулитов однозначно свидетельствуют о явлениях стрессовых напряжений в областях сжатия в пределах срединно-океанических хребтов. Фации высоких давлений и температур (эклогиты) и фации высоких давлений (жадеиты) в срединных хребтах и на океанических плитах пока не встречены.

Сравнение степени метаморфизма океанических и континентальных пород выявляет как их общие черты, так и различия. Имеются указания на то, что процессы регионального метаморфизма, присущие породам геосинклинальных областей континентов, в океанах не встречены (Миясиро и др., 1973). С другой стороны, среди зеленокаменных пород рифтовых зон не обнаружено каких-либо петрографических разновидностей, которые отсутствовали бы на континентах, в зеленокаменных комплексах древних геосинклиналей (Чернышева, Мурдмаа, 1972; Канн, 1973а; Аументо и др., 1973). Петрохимические данные по базальтам и габброидам океанов, претерпевшим ту или иную стадию метаморфизма, свидетельствуют о их близости регионально измененным породам континентов. Распределение Na_2O и CaO в обоих случаях одинаково. По-видимому, главное различие в метаморфизме пород океанов (за пределами островных дуг) и континентов заключается в том, что в океанических областях отсутствует региональный метаморфизм высоких температур и давлений.

Возраст метаморфических пород океана в настоящее время изучен очень слабо. В работе Канна (1973а) указывается, что амфиболиты хребта Палмер образовались от 21 до 89 млн. лет назад, причем с увеличением степени ретроградного метаморфизма отмечается уменьшение возраста пород. Возраст амфиболитов Срединно-Атлантического хребта определен в 2—3 млн. лет (Bonatti e. a., 1975).

§ 4. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЗМА ОКЕАНОВ И ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Сопоставление данных по магматизму океанов и континентов позволяет наметить черты их сходства и отличия. Прежде всего следует отметить большее однообразие магматических пород океанических сегментов Земли, имеющих преимущественно основной и ультраосновной составы. Как известно, более кремнекислые породы, широко распространенные на континентах во всех геологических системах, начиная с архея, всегда являются результатом длительной и сложной эволюции литосферы. Их отсутствие в океанах свидетельствует о своего рода «примитивности» магматических процессов, сходных в этом отношении с магматизмом Луны. Причиной этого может являться относительная молодость коры современных океанов, где еще не успели пройти те сложные процессы дифференциации вещества, которые характерны для основания континентов. В то же время большое сходство в строении и вещественном составе магматических комплексов, которые развиты в океанах и на континентах, дает возможность предполагать сходство механизмов их формирования, хотя существующие геохимические различия свидетельствуют о некоторых специфических условиях в двух противопоставляемых сегментах Земли.

Имеющиеся материалы позволяют судить о строении верхних частей твердой земной оболочки под океанами. Под вулканогенным комплексом (слоем 2), перекрытым океаническими осадками, залегает сложно построенный базит-ультрабазитовый слой, образованный в результате длительных процессов эффузивного и интрузивного магматизма, метаморфических и метасоматических преобразований пород (слой 3). При общем сложном строении в этом слое наблюдается закономерная стратификация, выражающаяся в прогрессивном нарастании степени метаморфизма и основности пород сверху вниз.

Незначительная мощность океанической коры, почти на порядок меньшая по сравнению с континентальной, исключает возможность магмообразования в ее пределах, и океанический магматизм является, таким образом, «чистой» моделью мантийного магматизма — главнейшего процесса, создающего океаническую земную кору.

В настоящее время предполагается, что основание земной коры под континентами, обнажающееся в подвижных поясах различного возраста, начиная от докембрийских (Пейве, 1969; Дитц, 1966; Книппер, 1975; и др.), аналогично океанической коре. Указанное сходство в строении основания земной коры различных сегментов Земли позволяет утверждать, что механизм становления земной коры не изменялся во времени. В то же время некоторые отличия в вещественном составе между продуктами магматизма современных океанических областей и внутриконтинентальных подвижных поясов геологического прошлого свидетельствуют о направленной во времени эволюции мантийного вещества Земли.

4.1. Условия образования океанических толеитов

Наиболее широко распространенными магматическими породами океанов являются океанические базальты (толеитовые и щелочные), габброиды и гипербазиты. Океанические толеитовые базальты своим происхождением должны быть обязаны столь же однородным глобальным процессам, осуществляющимся при сходных термодинамических параметрах. Эти базальты, довольно сильно варьируя по глиноземистости, характеризуются низким железомагниевым отношением и низким содержанием легких литофильных элементов с крупными ионами (K, P, Rb, Cs, Ba, Y, Sr, Zr, U, Th). Последняя особенность объясняется или «примитивностью» их состава (Engel e.a.,

1965), наиболее близкого к выплавкам из первичного хондритового вещества Земли, или же наличием под океанами «истощенного» этими элементами астеносферного слоя мантии (Schilling, 1971; Schilling, Bonatti, 1975).

С точки зрения океанизации континентальной коры представление о наличии в океанах «истощенного» слоя встречает возражения в связи с трудностями, возникающими при объяснении происхождения подобного слоя, так как становится неясным низкое содержание легких литофильных элементов в толеитовых базальтах. Невзирая на вероятность неоднородностей в составе мантии, наличие которой убедительно доказывается в последние годы как геофизическими, так и петрологическими данными (вариации отношения Sr^{87}/Sr^{86} в толеитовых базальтах океанов, Tatsumoto, 1966; вариации в составе нодулей, выносимых базальтами, Соболев Н. В., 1974; Сахно и др., 1972), эта неоднородность также вряд ли является главной, определяющей особенностью генезиса океанических базальтов. Их происхождение не может быть понято без выяснения двух моментов — условий выплавления и кристаллизации исходных магм океанических толеитов и сравнения состава толеитов с составами гипербазитов, являющихся производными той же океанической мантии.

Гипербазиты океанов отличаются повышенными содержаниями Na, Ca, Al и некоторых малых элементов (Sr, Li, U, Th) по сравнению с гипербазитами континентов, встречающимися в сходных ассоциациях. Правда, повышенная «саличность» гипербазитов океанов, возможно, частично усугубляется вторичными процессами. Так, предполагается увеличение содержаний *U* (Seitz, Hart, 1973) и легких редких земель (Балашов и др., 1970) в процессе вторичного преобразования гипербазитов. Однако наблюдаемая стабильность содержаний ряда петрогенных элементов в гипербазитах океанов (Na, Ca) вряд ли позволяет связывать увеличение их только со вторичными процессами. В то же время гипербазиты океанов почти вдвое обогащены Cr, Ni, V, Co, богаты TiO_2. Таким образом, в целом они несколько более щелочные, чем континентальные. Если учесть факт их комплементарности с океаническими базальтами (Дмитриев, Шараськин, 1972), то, очевидно, подобные различия в распределении литофильных элементов между базальтами и гипербазитами связаны с условиями их образования. Следует отметить, что это распределение существенно отличается от того, что имеет место на континентах, где базальты обогащены легкими литофильными компонентами по сравнению с океаническими, а гипербазиты экстремально обеднены ими.

Обратимся к условиям, в которых обособлялась базальтовая магма под океанами, а также, очевидно, вещество гипербазитов, комплементарное им. Нанесение составов океанических толеитовых базальтов на сечение Pl_{70}-Ol-Cpx упрощенной экспериментальной базальтовой системы Шерера и Йодера Ol-Cpx-Ab-Ah, дополненной данными других исследователей (Луканин, 1970; Emslie, 1971), позволяет сделать некоторые выводы об условиях обособления исходной для них базальтовой магмы (будь то выплавление, отделение кристаллов от магматического расплава или его расслоение) при допущении, что магма была равновесна тем условиям, при которых произошло ее отделение (рис. 21). Приуроченность подавляющего большинства составов океанических базальтов к сухой котектике Ol-Pl (при низких давлениях) свидетельствует об относительно малых глубинах ее выплавления (см. рис. 21), что вполне согласуется со значительным подъемом астеносферного слоя под срединно-океаническими хребтами, являющимися главными поставщиками океанических толеитовых базальтов.

Учитывая сдвиг тройной эвтектики Ol-Pl-Cpx в сторону плагиоклаза (с увеличением давления) глубину образования магмы толеитовых базальтов океанического дна следует оценить в 30—40 км (5—9 кб), в то время как имеющиеся данные по образованию магм толеитовых базальтов конти-

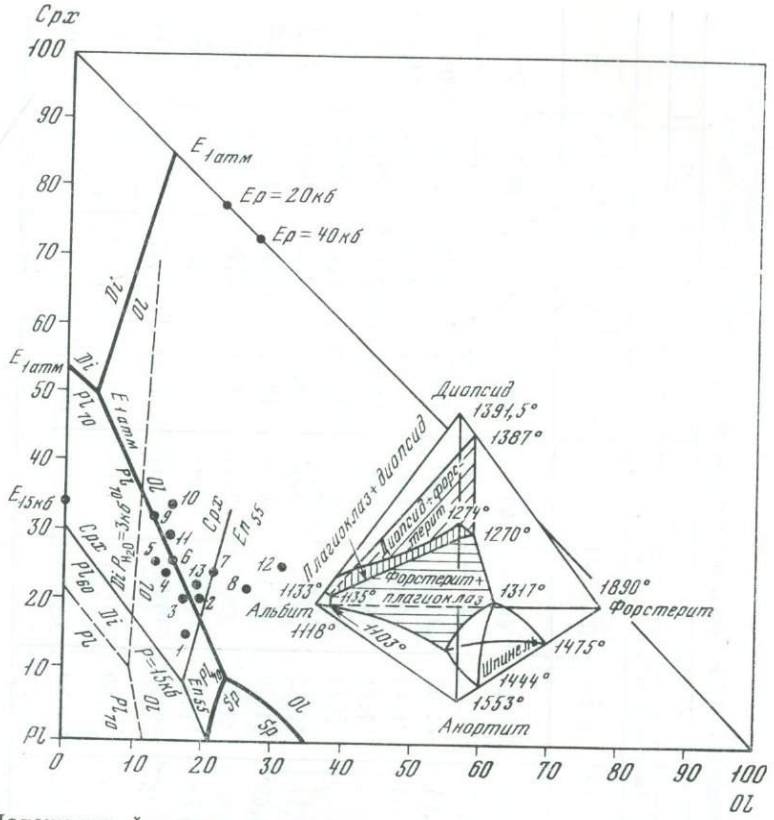


Рис. 21. Положение фигуративных точек составов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов относительно котектических кривых при различных давлениях сухой и водосодержащей магмы на сечение диаграммы Ol-Cpx-Pl

Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов в табл. 20

нентов и современных островных дуг, а также океанических островов свидетельствуют о значительно больших глубинах. При этом магма была практически безводной. В то же время не исключена вероятность наличия в ней некоторого количества восстановленных флюидов (прежде всего водорода), если допустить, что последние не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на положение котектической линии.

Безводными условиями и низкими давлениями обусловлены широко развитые в толеитовых базальтах плагиоклаз-оливиновые парагенезисы вкрапленников, образующиеся при кристаллизации магмы вдоль котектической линии.

Для более конкретного обсуждения условий образования толеитовых базальтов нами рассмотрены составы базальтов из впадины Хесса и рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на 36°50′ с. ш., близко соответствующих среднему составу океанического толеита и его наиболее часто встречающимся вариациям (табл. 20). Среди выбранных составов присутствуют высокоглиноземистые базальты с крупными вкрапленниками плагиоклаза (табл. 20, анализы 1, 2, 3, 4, 5, 6), афировые высококальциевые низкоглиноземистые базальты (анализы 9, 10, 11), обогащенные оливином базальты (анализы 7, 8) и пикриты (анализ 12). Судя по положению на котектической кривой (см. рис. 21) высокоглиноземистых базальтов (точки 2, 3, 6), именно они ближе всего стоят к высокотемпературной первичной магме. Эти базаль-

Таблица 20. Химический состав толеитовых базальтов (срединно-океанических хребтов), показанных на рис. 21

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Номера образцов												
	536–1/1	536/1/3	530–02/1	Д 2–132	Д 3–131	Д 10–100С	Д–304	Д 9–308	Д 3–123	Д 10–105	Д 10–310	Д 12–320	—
SiO_2	47,24	47,78	48,67	49,65	49,24	49,31	50,33	49,96	50,46	50,58	50,19	46,27	49,61
TiO_2	0,57	0,68	1,73	0,75	0,73	0,97	1,07	1,02	0,90	1,03	1,00	0,62	1,43
Al_2O_3	20,89	18,04	14,64	19,25	18,30	17,04	14,92	14,83	14,81	14,54	14,27	14,20	16,01
Fe_2O_3	1,95	1,97	3,89	1,24	2,00	2,04	1,43	1,46	1,92	1,78	2,22	1,20	11,49
FeO	5,07	6,28	9,24	5,51	5,24	6,15	7,71	8,06	6,71	7,85	7,61	7,69	—
MnO	0,11	0,14	0,20	0,10	0,12	0,15	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18
MgO	8,36	9,69	6,69	6,90	7,96	8,17	10,12	9,82	8,07	8,35	8,18	16,06	7,84
CaO	13,37	12,62	9,99	14,60	14,32	13,42	11,89	12,43	13,26	12,67	12,43	11,89	11,32
Na_2O	1,98	2,04	2,98	1,80	1,60	1,61	1,79	2,01	2,34	1,91	1,74	1,98	2,76
K_2O	0,10	0,10	0,16	0,12	0,15	0,27	0,17	0,12	0,23	0,30	0,31	0,09	0,22
P_2O_5	0,07	0,08	0,27	0,11	0,08	0,15	0,10	0,12	0,11	0,11	0,12	0,07	0,14
H_2O	0,16	0,33	1,38	—	1,09	1,05	0,69	0,65	1,01	0,90	1,05	0,48	—
Сумма	99,89	99,70	99,84	100,63	100,82	100,32	100,39	100,65	99,99	100,19	99,29	100,74	101,0

Таблица 20 (окончание)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Номера образцов												
	536—1/1	536/1/3	530—02/1	Д 2—132	Д 3—131	Д10—100С	Д—304	Д 9—308	Д 3—123	Д 10—105	Д 10—310	Д 12—320	—
Нормативные составы и модальные парагенезисы вкрапленников базальтов													
ap	0,34	0,34	0,67	0,25	0,18	0,35	0,23	0,28	0,25	0,28	0,25	0,16	0,3
il	1,07	1 37	3,34	1,42	1,38	1,84	2,03	1,93	1,70	1,89	1,95	1,17	2,7
mt	2,78	2,78	5,56	1,79	2,89	2,95	2,07	2,11	2,78	3,21	2,58	1,73	2,6
or	0,56	0,56	1,67	0,70	0,88	1,59	1,00	0,70	1,35	1,83	1,77	0,53	1,1
ab	16,78	17,3	24,64	15,23	13,53	13,62	15,14	17,00	19,80	14,72	16,16	12 29	23,1
an	47,84	38,66	26,98	44,09	42,30	38,47	32,17	31,08	29,82	30,21	30,21	29,59	30,3
di	14,02	18,63	17,03	22,20	22,61	21,83	21,11	24,10	28,96	24,86	26,91	23,14	19,9
ol	13,71	12,18	0,83	0,61	0,13	—	1,61	5,06	2,06	—	—	29,67	10,8
hy	3,40	7,37	18,23	13,57	15,75	18,11	24,29	16,78	12,80	17,12	19,77	—	9,2
Состав нормативного плагиоклаза	An_{74}	An_{68}	An_{52}	An_{74}	An_{76}	An_{72}	An_{68}	An_{65}	An_{60}	An_{67}	—	An_{75}	—
Модальные вкрапленники Pl_I	20	5	3	28,1	29,6	11,5	—	4,09	—	—	—	—	—
Pl_{II}	2	2	3	2,3	1,4	2,4	—	0,8	—	—	0,6	—	—
Px	—	—	—	7 1	2,3	2,7	—	—	—	—	—	—	—
Ol	2	2	3	—	—	—	2,4	3,0	—	—	—	—	—

Примечание. 1—3 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, впадина Хесса (Фролова, Рудник, 1974); 4—12 — Срединно-Атлантический хребет, 36° с.ш., рифтовая долина (Bougault, Hekinian, 1974): 4—6 — плагиоклазовые базальты; 7,8 — оливиновые базальты; 9—11 — пироксеновые базальты; 12 — пикрит; 13 — средний состав океанического толеита (Канн, 1973б).

ты характеризуются, помимо высокого содержания глинозема (17—18%), низким отношением FeO/MgO, низкой степенью окисленности железа и высоким содержанием CaO (12—13,5%).

Фракционирование некоторого количества плагиоклаза и оливина, которые становятся избыточными против эвтектики при подъеме магмы к поверхности, или же вариации в глубинах выплавления приводят к появлению базальтов типа 9, 10, 11 (см. рис. 21, табл. 20) с относительно низким содержанием Al_2O_3 (14,5—15%), более высоким содержанием кремнезема и отношением FeO/MgO больше единицы, относительно низким содержанием хрома и никеля. Составы базальтов 7, 8, тяготеющие к пикриту и характеризующиеся наличием резорбированных ксенокристаллов оливина во вкрапленниках, являются либо результатом аккумуляции кристаллов оливина, либо более тотального (сверхкотектического) плавления вещества мантии. Возможно, что появление пикритов является результатом незавершенности процесса магмоотделения от недоплавленного остатка, связанного с быстрым подъемом магмы в условиях растяжения, существующих в срединно-океанических хребтах.

Разбирая вопрос о первичной магме и глубинах ее образования для Гавайских островов, Макдональд (Macdonald, 1968) на основании геологических данных и экспериментов Грина и Рингвуда (1968), Тилли, Йодера и Шерера (1971) при давлении от 30 до 40 кб предполагает, что исходной магмой является высокотемпературный ($t = 1350°$ C) океанит — порода, близкая по составу к пикриту и содержащая до 16—20% нормативного оливина. Отсадка последнего при быстром подъеме магмы приводит к появлению насыщенных кварцем толеитовых базальтов. Если это справедливо, то глубина магмообразования под океаническими островами должна быть значительно больше, чем в срединно-океанических хребтах и вдоль разломов, разделяющих океанические плиты.

Экспериментальные данные, согласно которым имеет место увеличение отношения Na_2O/CaO с глубиной (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; и др.), могут быть привлечены для объяснения высокого содержания кальция и низкого — щелочей в относительно неглубоких выплавках базальтовой магмы под срединно-океаническими хребтами. В то же время остаток от выплавления (рестит) должен обогащаться щелочами. Этот факт имеет место в гипербазитах, драгированных в срединно-океанических хребтах. С другой стороны, повышенное содержание CaO в гипербазитах океана не объясняется только вышеизложенным эффектом. Одним из возможных предположений является допущение повышенного содержания литофильных элементов, в частности CaO и алюминия, в океанической мантии.

Приведенный выше механизм недостаточен, однако, для объяснения экстремально низкого содержания калия и других легких литофильных элементов в толеитовых базальтах океанов. По всей вероятности, они дополнительно обедняются этими элементами за счет выноса их летучими компонентами из поднимающейся магмы (Маракушев, 1972). Наличие в базальтах парагенезисов вкрапленников, резко обогащенных высококальциевым плагиоклазом, ранним по времени выделения, является доказательством высказанного предположения. Обеднение исходной магмы летучими компонентами приводит к тому, что плагиоклаз оказывается избыточным против эвтектики. Интересно, что именно эти типы базальтов характеризуются самыми низкими содержаниями калия (0,08—0,15%). Сходное поведение калия и других легких литофильных элементов (Li, Rb, Sr, Ba, Cs, B, P, U, Th, легкие TR), установленное при петрохимических исследованиях, свидетельствует, очевидно, о том, что выносу подвергаются одновременно и все вышеперечисленные компоненты.

Вынос калия, вероятно, является также причиной и чрезвычайно измен-

чивого отношения Na_2O/K_2O в океанических толеитах, варьирующего от 40 до 10. Высказанное предположение находит подтверждение в поведении щелочей (главным образом калия) при кристаллизации лавового озера Килауэа-Ики на Гавайях (Richter, Moore, 1966). Непосредственно под коркой затвердевшей лавы наблюдается резкое обогащение щелочами базальтового расплава за счет переноса их вверх парами воды.

Следует ожидать, что степень обеднения легкими подвижными элементами подкоровых выплавок будет максимальной в условиях растяжения, существующих в срединно-океанических хребтах, где возможность дегазации неглубоко залегающих очагов очень высока. Об активности дегазации магмогенерирующего вещества здесь свидетельствуют также наличие высокого теплового потока, интенсивные процессы метаморфического преобразования вмещающих пород. В районах океанов с увеличенной мощностью океанической коры и пониженной ее проницаемостью (асейсмичные хребты, подводные вулканические поднятия и острова) степень дегазации, очевидно, уменьшается, что отражается в увеличении содержания в породах легких литофильных элементов.

Чрезвычайная редкость столь обедненных легкими литофильными элементами базальтов на континентах объясняется значительно более сложными процессами их эволюции до излияния магмы. Более длительный их подъем (большая глубина астеносферного слоя под континентами и увеличенная мощность континентальной коры) способствует, особенно в случае образования промежуточных очагов, взаимодействию магм с коровым материалом, обогащенным легкими литофильными элементами. Возможно, что обогащение ими происходит при медленном подъеме магмы по принципу механизма, сходного с зонной плавкой (Harris, 1957; Виноградов, 1962). Совместное действие и относительная роль каждого из перечисленных факторов, обусловленных в конечном счете тектоническим режимом, определяют степень насыщения магм легкими литофильными элементами.

Выше уже было сказано о значительной латеральной однородности океанических толеитов. Большинство существующих латеральных вариаций их состава в океанических структурах связано с фракционированием на неглубоких уровнях, степень которого зависит от строения коры и геодинамического режима. Фракционирующими фазами являются обычно оливин и плагиоклаз, вследствие чего могут образовываться очень магнезиальные оливиновые базальты (см. табл. 20, колонки 8,9) или же базальты типа 1—4, отличающиеся экстремально высокими содержаниями алюминия (20—21%). Обычно процесс фракционирования незначителен в связи с быстрым подъемом магмы, редкостью образования промежуточных очагов и непродолжительностью их жизни. Очень редко дифференциация доходит до образования исландитов.

Наличие признаков микромасштабной флюидномагматической дифференциации (ликвации), описанной выше, дает возможность для предположения о ее существовании и как магмообразующего фактора. Возможно, что разнообразие в составе толеитовых базальтов частично обязано этому процессу.

4.2. Условия образования щелочных базальтов океана

Указанные выше незначительные колебания состава толеитовых базальтов в результате дифференциации исходных магм не изменяют принципиально их петрохимического типа. Последний может сохраняться в течение длительного времени, исчисляемого десятками и даже сотнями миллионов лет (Fray e. a., 1973; Schilling, 1975 b; De Paepe e. a., 1974). В то же время при изменении тектонического режима вулканизм эволюционирует в сторону повышения общей щелочности его продуктов. Появление щелочных пород знаменует стабилизацию того или иного участка океанической коры и сопровождается

сокращением объема вулканической деятельности. Щелочной вулканизм обычно локализуется в пределах отдельных, длительно существующих вулканических построек центрального типа, слагающих вулканические острова или подводные горы. Эти постройки располагаются скоплениями на вулканических поднятиях или же образуют хребты. Существование подобных вулканических районов связывают с особым состоянием мантии под ними, что вызывает образование длительно функционирующих очагов магмообразования (так называемых «горячих точек» мантии). Как правило, вулканическая активность в их пределах смещается во времени, что объясняется с точки зрения гипотезы глобальной тектоники перемещением океанических плит. Скорость такого перемещения на основании определений абсолютного возраста вулканических пород из различных вулканических центров варьирует от 5—8 до 10—12 см/год (Dunkan e. a., 1974; Clague e. a., 1975). Другое объяснение линейного расположения вулканов, последовательно проходящих стадию активности, заключается в постепенном раскрытии разломов над очагами магмообразования вследствие закупорки подводящих каналов или в перемещении очага магмообразования (например, в результате конвективных движений) под океаническим дном. Правильность той или иной точки зрения, связанной с общим подходом к кардинальным вопросам развития Земли, не может быть пока доказана однозначно. Так или иначе, закономерная смена толеитового магматизма щелочным в длительно живущих океанических структурах, их тесная пространственная и временная связь свидетельствуют о генетической связи, существующей между ними.

Непосредственное образование щелочных базальтовых магм за счет толеитовых (а обратные соотношения вряд ли возможны исходя из геологических соображений) в результате эволюции единого магматического очага (Engel e. a., 1965) встречает серьезные возражения, поскольку эти составы разделены температурным барьером: ликвидус щелочных базальтов расположен при более высоких температурах, чем толеитовых (Йодер, Тилли, 1965). Однако, согласно данным более поздних экспериментов (Грин и Рингвуд, 1968; Тилли и др., 1971; O'Hara, 1965), этот барьер преодолим при высоких давлениях, соответствующих глубинам 40—70 км, когда вместо оливина в оливиновых толеитах главным минералом ликвидуса является глиноземистый ортопироксен. Именно эти глубины соответствуют уровням расположения магматических очагов под крупными вулканическими постройками (Гавайи) (Macdonald, Katsura, 1964).

Таким образом, можно предположить, что вариации глубины выплавления исходных магм или вариации глубины отделения твердых приликвидусных фаз (оливина или ортопироксена) от одной и той же глубинной исходной магмы, близкой к океаниту (Macdonald, 1968; O'Hara, 1965), обусловливают появление соответственно толеитовых или щелочных оливиновых базальтов. Увеличение щелочности образующихся магм имеет место и при уменьшении объемов плавления. Однако, как отмечалось многими исследователями (Кутолин, 1972), при действии приведенного механизма составы экспериментально полученных щелочных базальтов должны обогащаться железом по отношению к магнию и содержать значительно меньше щелочей, особенно калия, меньше легких литофильных элементов и редких земель, чем природные щелочные оливиновые базальты. Следовательно, образование последних не может иметь место только за счет различных типов фракционирования. На указанные особенности поведения калия и ряда других малых элементов было обращено внимание также Грином и Рингвудом (1968), которые назвали их некогерентными и предположили существование дополнительного механизма обогащения ими исходных магм из вмещающих пород. Подобный механизм названные выше исследователи видят во взаимодействии базальтов с веществом мантии. В. А. Кутолин (1972) вслед за П. Г. Гаррисом (Наг-

ris, 1957), А. П. Виноградовым (1962) и А. А. Ярошевским (1968), считает, что происходящий при этом процесс близок к зонной плавке (очистке). Так или иначе, обогащение щелочными элементами высоковосстановленных мантийных флюидов, имеющих, по мнению А. А. Маракушева (1972), метановодородный характер, в связи с их явно выраженными кислотными свойствами является несомненным. Участие в выплавлении и эволюции базальтовых магм обогащенных щелочами флюидов соответственно увеличивает их общую щелочность без изменения отношения железа к магнию.

Учитывая сказанное выше, следует, однако, помнить, что исходные составы, подвергаемые плавлению в опытах Д. Грина и А. Рингвуда (так же, как их теоретический пиролит), которыми обычно оперируют при обсуждении данного вопроса, очень бедны щелочами, особенно натрием (до 0,08%), и поэтому все производные составы также были, естественно, более низкощелочными, чем природные.

По данным Кэя и Гаста (Kay, Gast, 1973), выплавка из мантии на глубинах, соответствующих устойчивости гранатового перидотита, способна обеспечить продукты плавления таким количеством калия и других «некогерентных» элементов, которое соответствует составам родоначальных магм для щелочных серий вулканических пород.

Итак, в настоящее время главнейшими моделями образования щелочных базальтовых серий океанов следует считать: 1) увеличение глубины выплавки или уменьшение ее объема, 2) фракционирование исходной магмы (океанитовой? пикритовой?) при больших давлениях. Тем не менее повышенное содержание щелочей в некоторых щелочных базальтах и базальтах так называемого «переходного» к щелочным типа, тесно связанных с толеитами, вплоть до переслаивания потоков разного состава (Гавайи, Галапагоссы), заставляет нас искать механизм их образования из единых магматических очагов. Вероятнее всего им является обогащение толеитовой магмы легкими литофильными элементами за счет привноса их флюидными эманациями в условиях закрытых промежуточных очагов (Engel e. a., 1965; Фролова, Рудник, 1972). В этом случае можно ожидать всю гамму переходов (по щелочности) от толеитовых к щелочным базальтам в зависимости от соотношения скоростей дифференциации и поступления флюидов. Чем выше скорость поступления флюидов по отношению к скорости дифференциации, тем выше щелочность образующихся дифференциатов.

Вполне вероятно существование в природе всех перечисленных способов образования щелочных базальтовых серий океанов. В настоящее время об этом можно судить по ряду косвенных признаков. Одним из них является разная масштабность проявления щелочного вулканизма. Региональные проявления крупных объёмов щелочно-базальтового вулканизма (провинция Центрально-Тихоокеанских подводных гор и островов) являются скорее следствием более стабильных глубинных процессов, таких, как понижение глубины выплавки (или глубинное фракционирование). Образование малых объемов щелочных пород скорее связано с локальным обогащением отдельных магматических очагов флюидами (одиночные подводные горы). Степень родства между двумя главными типами базальтовых магм океанов — толеитовым и щелочным — различна в зависимости от предполагаемого механизма их происхождения: они могут быть дериватами единой магмы или иметь самостоятельное происхождение.

4.3. Причины появления калиевых щелочных пород в океанических структурах

Океанические щелочные вулканические породы характеризуются, как правило, натриевой спецификой. Отношение Na_2O/K_2O, так же как и в океанических толеитах, в них обычно более высокое, чем в соответствующих типах континентальных пород. Так, в океанических толеитах оно колеблется от 40 до 10, понижаясь до 3,5—2,5 в натровых сериях океанических островов (см. рис. 6). Однако в некоторых вулканических ассоциациях океанов наблюдается повышение относительной роли калия и соответственно уменьшение Na_2O/K_2O до 1,5—1,0, приближающего их к щелочным калиевым сериям континентов (Кенийский, Эфиопские рифты Восточной Африки) и современных островных дуг (шошонитовые серии их тыловых частей).

В настоящее время существуют две основные гипотезы о главном источнике обогащения калием магматических пород. Согласно одной из них, поступление калия предполагается с больших глубин из мантии. Вторая гипотеза связывает повышение калия в магматических породах с контаминантным заражением магм коровым материалом. Вариацией второй гипотезы является выплавление высококалиевых магм при участии обогащенных этим элементом флюидов, образовавшихся за счет переработки блоков погружающейся континентальной коры.

Механизм обогащения калием расплава, происходящего непосредственно из мантийного вещества, представляется различным. Один из путей связан с изменением состава выплавок с глубиной вследствие повышения химического сродства силикатов к калию (относительно натрия). Согласно термодинамическим расчетам (Маракушев, Перчук, 1973), химическое сродство силикатов к калию значительно снижается с переходом от алюмосиликатов к силикатам алюминия (с повышением координационного числа алюминия с 4 до 6), получающим широкое распространение в глубинах Земли, где господствует высокое давление. В связи с этим калий и сходные с ним по поведению элементы переходят в расплав, в то время как натрий концентрируется в твердых фазах. Согласно этому эффекту, в наиболее глубинных магмах отношение Na_2O/K_2O должно быть изначально низким. Обязательным условием, обеспечивающим энергетику этого процесса, является присутствие восстановленных флюидов в очагах магмообразования, понижающих температуру выплавления.

Кей и Гаст (Kay, Gast, 1973), рассматривая происхождение щелочно-базальтовых серий, связывают образование калиевых базальтов с небольшими глубинами магмообразования при самых малых объемах выплавок (0,5%) за счет частичного плавления водосодержащих гранатовых перидотитов. Обогащение базальтов калием и остальными «некогерентными» элементами также рассматривается как результат мобилизации их флюидными компонентами из пород мантии с переносом и концентрацией его в областях магмообразования (Грин, Рингвуд, 1968).

Гипотеза о контаминантном происхождении калия подразумевает взаимодействие базальтовых расплавов с участками коры, обогащенными этим элементом. Это могут быть блоки континентальной коры в океанах или глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи основания крупных вулканических построек. Экстракция и перенос калия предполагается также с участием летучих компонентов, частично мобилизованных за счет дегазации пород, являющихся источником калия. Сходный процесс появления калиевых серий в островных дугах за счет дегидратации древних метаморфизованных океанических толщ, погружающихся по зоне Беньофа, предполагается Нинковичем и Хейсом (Ninkovich, Hays, 1972).

Для понимания процессов, приводящих к появлению калиевых серий в океанах, необходимо остановиться подробнее на геологических условиях их формирования, а также на их петрологических особенностях, в частности, на поведении щелочных элементов (как калия, так и натрия) при образовании вулканических серий.

Базальты с повышенным содержанием калия, дающие начало богатым калием ассоциациям, встречаются локально и занимают малые объемы. Они всегда соответствуют самым поздним стадиям длительно существовавшего и затухающего вулканизма островов или подводных поднятий. Во всех случаях нахождения калиевых серий имеются прямые или косвенные данные об увеличении мощности земной коры под ними: подводные поднятия Маркус-Неккер (Матвеенков, 1974, 1975), острова Таити, Тристан-да-Кунья, Гофф, Зеленого мыса, вплоть до нахождения участков коры переходного (о-в Фуэнтавентура из группы Канарских островов; Schmincke, 1973) или даже континентального типа (о-в Ян-Майен; Деменицкая, 1975).

Структуры с проявлением калиевого вулканизма приурочены к областям сложного сочленения гетерогенных блоков коры, которые трассируются крупными тектоническими нарушениями глубокого заложения, и особенно к участкам пересечения этих нарушений. Для высококалиевых серий характерно также то, что накопление калия может начаться в породах существенно натровых серий на различных стадиях их дифференциации (Таити), т. е. создается впечатление, что этот процесс является скорее не глубинным, региональным, а развивается при длительной эволюции предшествующего вулканизма (например, при дифференциации в промежуточных очагах). Вместе с калием обычно накапливаются все сопутствующие ему элементы (Li, Rb, Sr, U, Ba, Th, Cs, легкие TR), обнаруживая экстремальные для океанических пород концентрации (Kay, Gast, 1973).

Наиболее интересными особенностями вещественного состава калиевых пород являются аномально высокие для пород океанов отношения изотопов стронция Sr^{87}/Sr^{86}, доходящие на о-ве Кергелен до 0,7058 (Hedge e. a., 1973); отношение Sr^{87}/Sr^{86} для натровых серий островов Гавайского типа — 0,7035—0,7047. Подобное увеличение отношения Sr^{87}/Sr^{86} интерпретируется (Kurasawa, 1975) как признак загрязненности пород коровым материалом. Оно фиксируется и для калиевых серий континентальных областей (Герасимовский, Поляков, 1974). По всем перечисленным признакам, так же как и по остальным особенностям вещественного состава, калиевые серии океанов сопоставимы с калиевыми сериями континентов.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют предполагать образование обогащенных калием магматических пород в океанах в результате обоих рассмотренных выше процессов. Вероятно, дальнейшее детальное изучение вещественного состава позволит более уверенно отличать различные по генезису типы высококалиевых магматических пород. Глубинные калиевые породы должны быть более магнезиальными, с более низким отношением FeO'/MgO по сравнению с породами, образующимися в результате дифференциации исходных магм, сопровождающихся контаминацией вмещающих пород или же переработкой континентальной коры.

Из сказанного ясно, что высококалиевые магматические породы в океанических структурах заслуживают самого пристального изучения. Решение вопросов об их происхождении является ключевым не только для понимания многих кардинальных вопросов магматизма океанов, но и для выяснения соотношений океанических и континентальных структур.

4.4. Взаимоотношения между эффузивным и интрузивным магматизмом океанов

Взаимоотношения между главнейшими типами пород океана — гипербазитами, габброидами и базальтами — одна из проблем океанического магматизма. К решению этой проблемы можно приблизиться путем последовательного выяснения характера отношений между каждой из этих групп пород. Характер взаимоотношений габброидов и базальтов обсуждался выше. Габброиды океана обладают сходными с базальтами чертами вещественного состава. Они также относятся к высокомагнезиальным и высококальциевым разностям с низким содержанием легких литофильных элементов с крупными ионами (K, Cs, Sr, Rb, Li и др.) и легких редких земель. В случае совместного нахождения базальты и габброиды обладают сходными чертами химизма — близким отношением Sr^{87}/Sr^{86}, сходным уровнем щелочности (Бонатти и др., 1973). Между базальтами и габброидами существуют постепенные структурные переходы (связанные с изменением условий их застывания) через долериты и габбро-долериты к габбро. Их комагматичность была доказана увеличением глубины залегания в последовательно сменяющих друг друга членах ряда при детальном изучении интрузивных базитов и ассоциирующих с ними эффузивов на некоторых океанических островах — Таити (Williams, 1933), Галапагоссы (McBirney, Williams, 1969), Гавайи (Macdonald, 1968) — и в срединно-океанических хребтах (Бонатти и др., 1973; Аументо и др., 1973).

Как правило, интрузивные породы отличаются значительно большим разнообразием типов по сравнению с эффузивами, что связано с более широкими возможностями дифференциации магмы в промежуточных интрузивных камерах. Во многих случаях набор пород, поднятых с океанического дна, включающий, помимо габбро, крайние ультраосновные и кислые члены, свидетельствует о далеко зашедших процессах дифференциации. В этом отношении интересен специфический состав кислых пород океанов, встречающихся редко и в незначительном объёме. Это сугубо натровые типы с очень высоким отношением натрия к калию, не оставляющие сомнения в образовании за счёт дифференциации основной по составу магмы. Дифференциация в интрузивных магматических комплексах, так же как и в базальтах, идёт с накоплением железа (феррогаббро) или же с накоплением плагиоклаза и образованием габбро-анортозитов.

Из сказанного ясно, что базальты и габброиды океанов представляют собой производные единой магмы, а различия между ними связаны с условиями их формирования. Приводимые доводы об отсутствии между габбро и базальтами генетического родства (различный абсолютный возраст и степень метаморфизма этих пород; Пейве, 1969; Книппер, 1975) не противоречат сделанному выводу, так как стабильный режим вулканизма в нормальных океанических сегментах приводит к генерации сходных продуктов в течение весьма длительного времени. Кроме того, степень метаморфизма, закономерно нарастающая с глубиной, несомненно будет более высокой в габброидах, залегающих гипсометрически ниже базальтов.

При решении вопроса о взаимоотношениях габброидов и гипербазитов, обычно тесно связанных пространственно, обращает на себя внимание наличие двух типов ассоциаций, отличающихся друг от друга набором пород. В обоих типах в тех случаях, если взаимоотношения габброидов и гипербазитов не осложнены более поздней тектоникой, вторые слагают более низкие горизонты в океанической коре. В то время как первая ассоциация характеризуется наличием всех переходных типов от габброидов к гипербазитам, вторая состоит из двух четко обособленных групп пород или из одних гипербазитов.

Первая ассоциация включает в себя дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, троктолиты, оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, диориты, кварцевые диориты, аплиты и трондъемиты, причем породы эти находятся в различных соотношениях, вплоть до исчезновения тех или иных типов (Aumento, 1969; Quon, Ehlers, 1963; Бонатти и др., 1973; Плошко, Богданов, 1972 а, б; Аументо и др., 1973). Полосчатые гравитационные кумулятивные структуры, наличие переходных типов пород, часто подчиненная роль гипербазитов вплоть до полного их исчезновения — все это свидетельствует о генетическом единстве всех входящих в эту ассоциацию пород, образующихся за счет единой базальтоидной магмы. Первая ассоциация часто сравнивается с дунит-пироксенит-габбровой ассоциацией подвижных поясов, однако характерный тип дифференциации с накоплением железа больше сближает ее с расслоенными интрузивами стабильных областей.

Ассоциация второго типа характеризуется более бедным набором пород, представленных дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и габброидами (Чернышева, 1969; Hekinian, 1973 а; Дмитриев, 1972; Бонатти и др., 1973). К этой же ассоциации относятся находки пород, представленные преимущественно серпентинитами (см. табл. 11). Значительная часть массивов ультраосновных пород этой ассоциации является, очевидно, протрузивными образованиями, подвергнутыми процессам тектонического выжимания (Аументо и др., 1973), хотя присутствуют и неперемещенные массивы с вертикальной зональностью (Чернышева, Рудник, 1970 б). Ассоциации второго типа очень сходны с офиолитами континентов как по строению массивов (наличие протрузий, интенсивный катаклаз, появление родингитов), так и по составу пород. Именно в ассоциациях второго типа генетическое единство гипербазитов и базитов не столь очевидно. Гипербазиты рассматриваются либо как блоки мантийного вещества, либо как реститы от ее выплавления, претерпевшие сложную эволюцию.

Характерна тектоническая позиция гипербазитов обоих ассоциаций. Гипербазиты того и другого типов встречаются в срединно-океанических хребтах. В то же время расслоенные интрузии с гипербазитовыми членами известны также на океанических плитах (Кашинцев, 1973), а близкие к офиолитам ассоциации весьма характерны для желобов (Fisher, Engel, 1969; Рудник, Фролова, 1973; и др.). Таким образом, отмечается закономерное распределение ассоциаций интрузивных пород в зависимости от геодинамического режима их формирования, который обусловливает реализацию различных механизмов эволюции первичных выплавок мантийного вещества. При устойчивом режиме растяжения выплавленное из мантии вещество проходит путь от уровня выплавления до излияния на океаническое дно, образуя толщи эффузивных пород. При пульсационном режиме, когда растяжение сменяется сжатием, задержка магмы в верхних горизонтах мантии или в основании океанической коры обусловливает ее фракционирование в промежуточных камерах с образованием расслоенных интрузивных ассоциаций первого типа. Как в том, так и в другом случае при соответствующих тектонических условиях возможно выжимание мантийного остатка (или кумулята) с образованием более поздних интрузий гипербазитов второго типа, часто пространственно совмещенных с базальтами или расслоенными интрузивами первого типа.

Естественно, что приведенная предельно простая модель осложняется при длительном развитии магмогенерирующих и магмовмещающих структур. Это приводит к тому, что вопрос о взаимоотношениях базитов и гипербазитов может быть решен только в самом общем виде. Являясь производными одной и той же мантии, они, несомненно, находятся в генетическом родстве; степень общности конкретных гипербазитов и габброидов должна решаться в каждом случае отдельно, принимая во внимание набор сосуществующих пород, их

петрохимические особенности, в частности уровень щелочности, и т. д. Отсюда вытекает, что отнюдь не всегда находящиеся в совместном залегании гипербазиты, габброиды и базальты являются производными одного конкретного магматического очага или одного эпизода магмообразования. Они могут относиться к разновозрастным магматическим циклам. В заключение отметим, что можно считать твердо установленным фактом принципиальное петрографическое сходство гипербазитов океанов и континентов, отражающее единство процессов тектоники и породообразования на Земле.

Существующие особенности химического состава, свойственные как базитам, так и гипербазитам океанов, в отличие от гипербазитов континентов связаны, по всей вероятности, с особенностями первичного состава исходного вещества или же со спецификой образования магм. Например, неполное отделение базальтовой жидкости от тугоплавкого остатка при быстром подъеме гипербазитового вещества может привести к некоторому обогащению гипербазитов элементами, свойственными базальтовым магмам,— Na, Ca, Ti, Al, что и имеет место в действительности.

4.5. Магматические ассоциации океанов и сравнение их с континентальными

Все вышесказанное свидетельствует о сложных и разнообразных по характеру связей, выявляющихся между различными магматическими породами океанического дна. Эти связи позволяют объединять магматические породы в ассоциации подобно тому, как это принято при изучении магматических пород континентов. Объединение пород в ассоциации в континентальной геологии является одним из средств обнаружения связей между магматизмом, геодинамическим режимом и глубинными тектоническими структурами. Они полнее выявляются именно при рассмотрении ассоциаций, когда в отличие от сугубо вещественной единицы (породы) мы переходим к историко-геологической единице — ассоциации пород, строго привязанной к месту и времени своего формирования. Для подобных ассоциаций на континентах могут быть определены границы, объем, внутренняя структура, т. е. они рассматриваются как геологические тела (формации). Специфика изучения океанов, и в первую очередь фрагментарность получаемых данных, не позволяет выделять в них формации как геологические тела. В то же время установление родственных связей между магматическими породами, повторяемость совместно встречающихся их типов позволяют выделять ассоциации магматитов океанов с дальнейшим анализом геологических (геотектонических) условий их формирования. Среди магматических ассоциаций океанов по соотношению типов пород выделяются те же главнейшие группы, которые выделены на континентах: однородные, контрастные и непрерывные (Фролова и др., 1972), однако количество типов, входящих в каждую из групп, значительно меньше главным образом за счет ассоциаций, содержащих кислые породы, столь широко развитых на континентах.

Широко распространена в океане группа однородных ассоциаций, представленная двумя типами: ассоциацией толеитовых базальтов и ассоциацией гипербазитов.

Ассоциация толеитовых базальтов лучше всего изучена в срединно-океанических хребтах и на океанических островах, хотя она свойственна и иным активным структурам океана. Интрузивные члены этих ассоциаций представлены малоглубинными силлами и дайками долеритов и габбро-долеритов. Как и на континентах, появление подобных ассоциаций связано с образованием мощных зон проницаемости в земной коре в условиях более или менее длительного режима растяжения. Небольшие вариации состава в целом однородных базальтов (в частности, появление пикритов и океанитов) являются результа-

том фракционирования и некоторых различий в условиях выплавления магмы. Этот тип ассоциаций может быть сопоставлен с ассоциациями ранних этапов развития геосинклиналей (ассоциации срединно-океанических хребтов) и с траповыми ассоциациями континентальных платформ (ассоциации, связанные с разломами на океанических плитах, в том числе на океанических островах).

К однородным ассоциациям относятся также гипербазитовые ассоциации, развитые в рифтовых зонах и глубоководных желобах, частично залегающие в виде перемещенных протрузий. Разнообразие внутри этих ассоциаций ограничивается ультраосновными типами пород, не всегда диагностируемых из-за интенсивных процессов серпентинизации. Эти ассоциации, как указывалось выше, весьма близки к офиолитовым ассоциациям складчатых областей континентов.

Группа непрерывных магматических ассоциаций, широко представленных в пределах океанических структур, включает в себя как эффузивные, так и интрузивные фациальные типы. К эффузивным относятся ассоциации подводных вулканических поднятий, океанических островов и некоторых одиночных гор ложа океана. Они все представлены производными базальтовой магмы различной кремнекислотности и широкого спектра щелочности, причем щелочные ассоциации резко преобладают над ассоциациями нормального ряда. Последние, обычно характеризующиеся высоким темпом накопления железа с образованием ряда пород (пикрит — толеитовый базальт — ферробазальт — исландит — железистый риодацит) при резко подчиненном развитии кислых членов, встречены в пределах так называемых асейсмичных хребтов (Восточно-Индийский хребет), ряда океанических островов (о-ва Рабида и Пинзон Галапагосской группы, о-в Пасхи и др.) и даже в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (Харт, 1973). Непрерывная базальт-андезит-липаритовая ассоциация известна в Исландии, однако ее глубинная структура, до сих пор еще до конца не выясненная, существенно отличается от структур других океанических островов.

Значительно более распространенные непрерывные щелочные ассоциации (анкарамит — щелочной оливиновый базальт, гавайит — муджиерит — трахит) варьируют по составу вплоть до появления фельдшпатоидных пород — базанитов, нефелинитов и фонолитов. Обычно эти ассоциации относятся к натровому ряду, хотя встречаются и существенно калиевые щелочные ассоциации с трахибазальтами и лейцititами. Щелочные непрерывные ассоциации широко развиты на океанических островах, подводных возвышенностях и одиночных горах и могут быть сопоставлены с непрерывными щелочными ассоциациями континентов, так как там они распространены в пределах консолидированных складчатых поясов, частью в пределах древних платформ, будучи приурочены обычно к рифтовым структурам. Основное отличие их от океанических — значительно большее количество калиевых ассоциаций и редкость крайне натровых типов пород.

К непрерывным ассоциациям относятся также интрузивные ассоциации вулканических островов либо вскрытые в глубоко эродированных структурах, либо известные нам по ксенолитам, вынесенным эффузивами. Их состав четко коррелируется с составом комагматичных им эффузивных пород. Так, с базанит-фонолит-трахитовой ассоциацией о-ва Таити связана непрерывная по типу интрузивная формация щелочных габброидов, состоящая из тералитов, эссекситов, нефелиновых сиенитов и монцонитов. С ассоциацией ферробазальтов — исландитов — трахидацитов Галапагосских островов связана интрузивная ассоциация железистых габброидов — граносиенитов, а со щелочными роговообманковыми базальтоидами подводного поднятия Маркус-Неккер ассоциируют роговообманковые габбро и монцониты.

Таким образом, самой характерной особенностью интрузивных ассоциа-

ций данной группы является тесная связь интрузивных образований с эффузивными. Подобные ассоциации широко развиты также и в континентальных структурах, где они выделены Ю. А. Кузнецовым (1964) в группу вулканогенных интрузивных формаций.

Кроме этих малоглубинных ассоциаций, представляющих собой корни вулканических построек, выделяются непрерывные базит-гипербазитовые ассоциации, рассмотренные в предыдущем разделе. Они обладают глубинным обликом и сходны с расслоенными интрузиями континентов. Эти ассоциации вскрыты только в крупных разломах, пересекающих рифтовые ущелья срединно-океанических хребтов и океанические плиты, что не исключает их значительно более широкого распространения. Вполне вероятно, что они являются существенной составной частью третьего слоя наряду с гипербазитовыми ассоциациями.

Наименьшую роль в океанах играют контрастные типы ассоциаций. Зачатки контрастного распределения пород встречены на некоторых вулканических островах, где появляются незначительные объемы кислых пород, по петрологическим признакам относящихся к дифференциатам базальтовой магмы (о-в Реюньон, о-в Пасхи). В то же время ассоциации, представляющие собою контрастное сочетание основных и кислых вулканитов без промежуточных по составу эффузивов, широко развиты в континентальных структурах.

Как видно из вышеизложенного, магматические ассоциации океанов значительно уступают по своему разнообразию магматическим ассоциациям континентов. Поскольку каждая ассоциация, как это установлено в континентальной геологии, является индикатором геодинамической обстановки времени ее формирования, а также строения земной коры, то уже эта бедность океанов ассоциациями магматических пород главным образом за счет тех, которые содержат кремникислые породы как в интрузивном, так и в эффузивном залегании, свидетельствует о связи кислого магматизма с континентальной корой.

4.6. Сравнение временных рядов ассоциаций океанов и континентов

Установление связи между типами магматических ассоциаций и геодинамической обстановкой дает возможность восстановления истории развития структур океанического дна путем анализа временных рядов ассоциаций и их пространственных взаимоотношений друг с другом. В настоящее время эти связи намечены лишь в самом общем плане, и требуется накопление большого фактического материала по отдельным тектоническим структурам и магматизму океанов, чтобы достигнуть уровня изученности, который характеризует данную проблему на континентах.

Магматические ассоциации океанических плит, так же как и континентальных платформ, обнаруживают четкую связь с разломами. К ним приурочены различные в морфологическом отношении вулканические структуры — поднятия и хребты, одиночные подводные вулканы и океанические острова. Как правило, однородные ассоциации толеитовых базальтов в их пределах сменяются во времени непрерывными ассоциациями базальтов — трахитов повышенной щелочности и щелочными. Характерными примерами подобных ассоциаций являются ассоциации Гавайских островов и подводного поднятия Маркус-Неккер в Тихом океане.

Подобная последовательность ассоциаций определяется в первую очередь геодинамической обстановкой, изменяющейся в процессе формирования того или иного региона. Так, массовые излияния базальтовой магмы (преимущественно линейно-трещинного характера) из крупных магматических бассейнов, происходящие в обстановке высокой проницаемости земной коры в усло-

виях ее преобладающего растяжения, сменяются локально развитым вулканизмом центрального, очагового типа, возникновение которого возможно лишь в условиях преобладающего сжатия и пониженной проницаемости земной коры при локализации магмообразования в небольших участках мантии. Появление замкнутых очагов приводит к усилению роли дифференциации как фактора эволюции непрерывных вулканических серий. Одновременно постепенное понижение геоизотерм по мере затухания магматизма вызывает перемещение активных очагов на более глубокий уровень, что увеличивает щелочность пород. Вулканические ассоциации сопровождаются комагматичными им интрузивными.

Магматические ассоциации на континентальных платформах близки по своему составу ассоциациям океанических плит. Сходство в их магматизме было отмечено Г. Ф. Макаренко (1974), предположившей, что базальтовые поля океанических плит представляют собой погруженные траповые провинции. Наиболее отчетливо признаки платобазальтового магматизма проявляются в восточной части Индийского океана (Кашинцев, Рудник, 1975, 1977). Большое сходство магматизма океанических и континентальных кратонных областей Земли, по всей вероятности, связано с глубокими расколами более мощной, чем в подвижных областях, земной коры. Материал последней практически не принимает участия в магмообразовании, и магматизм развивается по типу мантийной модели.

Самые разительные отличия как в составе, так и во временной последовательности магматических ассоциаций отмечаются при сравнении вулканизма подвижных поясов океанов (срединно-океанические хребты), с одной стороны, и континентов и их окраин — с другой. Выше уже указывалось, что имеющиеся данные по вулканизму срединных хребтов свидетельствуют о том, что в течение нескольких десятков миллионов лет в них генерируются однородные ассоциации океанических базальтов и долеритов. Вариации составов этих базальтов как в пространстве, так и во времени не выходят за рамки их принадлежности к однородным толеитовым ассоциациям. Они сопровождаются базит-гипербазитовыми ассоциациями различных типов, одни из которых несут черты сходства с расслоенными интрузивами платформ и с дунит-пироксенит-габбровыми формациями подвижных поясов, другие аналогичны альпинотипным ассоциациям подвижных поясов континентов. Пока остается неясным, все ли глубинные базит-гипербазитовые интрузии океанов, залегающие в третьем слое океанической коры, являются синхронными базальтовому вулканизму современных срединно-океанических хребтов или же часть их (возможно, большая) относится к древним интрузивным комплексам основания океанической коры. Вопрос этот имеет принципиальное значение при восстановлении ее истории.

В ассоциациях толеитовых базальтов некоторых островов, расположенных вблизи осевых хребтов (Пасхи, Сан-Бенедикто в Тихом океане), отмечается незначительное количество кислых дифференциатов, приближающее их к контрастным базальт-липаритовым ассоциациям континентальных подвижных зон. Однако значительно чаще на этих островах развиваются базальт-трахитовые ассоциации (Галапагосские острова, ряд островов Индийского океана — Амстердам, Сен-Поль и другие).

Сказанным исчерпывается известный нам ряд магматических ассоциаций срединных океанических хребтов. В отличие от него временной ряд ассоциаций (формаций) континентальных подвижных поясов отличается большим разнообразием. В своем наиболее полном выражении для вулканических ассоциаций он начинается, как правило, ассоциацией однородных толеитовых базальтов, которые сменяются контрастными, а затем непрерывными, преимущественно известково-щелочными ассоциациями при постепенном нарастании кислых пород, часто преобладающих над основными. Кульминационный

момент в эволюции кислых магм — появление однородных ассоциаций кислого состава, время формирования которых близко к таковому гранитоидов. В орогенные этапы развития геосинклинали те же ассоциации, но на более высоком уровне щелочности сменяют друг друга в обратном порядке. Отдельные члены ряда иногда повторяются или выпадают, что придает специфический характер формированию каждой отдельно взятой геосинклинальной системы (Фролова и др., 1972). Параллельно с вулканическими ассоциациями формируется не менее богатый ряд интрузивных ассоциаций, в целом близкий по направленности эволюции к вулканическому, но отличающийся еще большим разнообразием за счет присутствия целого набора гранитоидных, а также существенно гипербазитовых ассоциаций, в том числе офиолитовых и дунит-пироксенит-габбровых.

Сравнение рядов океанических и континентальных подвижных поясов показывает, что наибольшее сходство наблюдается в магматизме срединно-океанических хребтов и ранних этапов развития геосинклиналей, когда в обоих случаях формируются однородные ассоциации толеитовых базальтов (иногда эволюционирующих в сторону образования небольших объемов щелочных пород), сопровождаемые альпинотипными (офиолитовыми) ассоциациями. Это сходство дополняется метаморфизмом зелено-сланцевой фации, которому подвергнуты как породы срединно-океанических хребтов, так и геосинклиналей. Таким образом, можно вслед за Л. П. Зоненшайном (1971) предположить, что на ранних этапах своего развития геосинклинали по характеру магматизма близки к океаническим рифтовым зонам.

Указанное выше сходство в магматизме ограничивается так называемыми первичными геосинклиналями, в основании которых в период их заложения предполагается наличие океанической (или близкой к ней по типу) коры. В геосинклиналях же, заложенных на консолидированной континентальной коре, сформированной в течение предшествующего развития, магматизм начинается с контрастных (Рудный Алтай) или непрерывных ассоциаций (Малый Кавказ).

Длительное сохранение геодинамического режима, приводящего к формированию однородных формаций в срединно-океанических хребтах, поражает. В то время как, например, альпийские геосинклинали, заложившиеся в мезозое, до настоящего времени успели пройти весь цикл геосинклинального развития, включая формирование гранитных батолитов и субсеквентный андезитовый вулканизм, в срединно-океанических хребтах за соизмеримый отрезок времени все продолжают формироваться однородные базальтовые и гипербазитовые ассоциации.

Существенным отличием магматизма подвижных поясов океанов является также полное отсутствие больших объемов кислых пород полингенного происхождения, слагающих однородные и частично контрастные формации, и известково-щелочных ассоциаций с широким развитием андезитов и более кислых пород. Даже в островных дугах, для которых вообще чрезвычайно характерен известково-щелочной вулканизм, в случае их заложения на океанической коре (вдали от континентальных окраин) непрерывные вулканические ассоциации имеют толеитовый характер. Как было показано (Miyashiro, 1974; Золотарев и др., 1973), наблюдается прямая корреляция между мощностью гранитно-метаморфического слоя коры под островными дугами и объемом развитых в них известково-щелочных пород. Все вышесказанное с учетом особенностей состава, свойственных океаническим породам, не позволяет отождествлять срединно-океанические хребты с подвижными поясами континентов.

В чем же заключаются причины отличия океанического вулканизма от континентального? В геологическом аспекте они заключаются в отсутствии мощной континентальной коры в океанах. Последняя может быть образована

только при наличии близкой суши, являющейся источником сноса и накопления мощных толщ осадков, подверженных впоследствии разнообразным метаморфическим процессам и магматическим внедрениям. Возможность взаимодействия с ней глубинных магм (ассимиляция, магматическое замещение, полингенез) обусловливает появление главной массы кислых пород именно в пределах континентов или же на их окраинах. С другой стороны, повышенная мощность коры, являющейся тепловым экраном, обусловливает иной термальный режим глубинных магм на континентах по сравнению с океанами, обеспечивая условия более полной дифференциации за счет взаимодействия с породами прогретой коры.

В геодинамическом плане эти различия связаны с особенностями тектонических режимов, существующих в подвижных поясах океанов и континентов. Очевидно, что при пульсационном режиме, свойственном и тем и другим структурам, в первых преобладает режим растяжения в течение длительного времени, в то время как во вторых наблюдается закономерное возрастание роли сжатия во времени.

Различия в петрологическом плане связаны с меньшим количеством действующих факторов эволюции, обусловливающих разнообразие магматических пород в океанах. Они ограничиваются дифференциацией в широком смысле слова и вариациями глубины выплавления исходных магм, их флюидного режима. На континентах к ним присоединяются различного рода процессы взаимодействия мантийных выплавок с земной корой, вследствие чего появляются принципиально иные ассоциации с большим количеством кремнекислых пород.

Глава II

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНОВ

Вулканизм — один из наиболее грандиозных и эффективных геологических процессов, активно преобразующих облик Земли. По современным представлениям, ему принадлежит существенная роль в формировании океанической коры, второй слой которой почти нацело сложен вулканическими породами, и ведущая роль — в преобразовании океанической коры в континентальную.

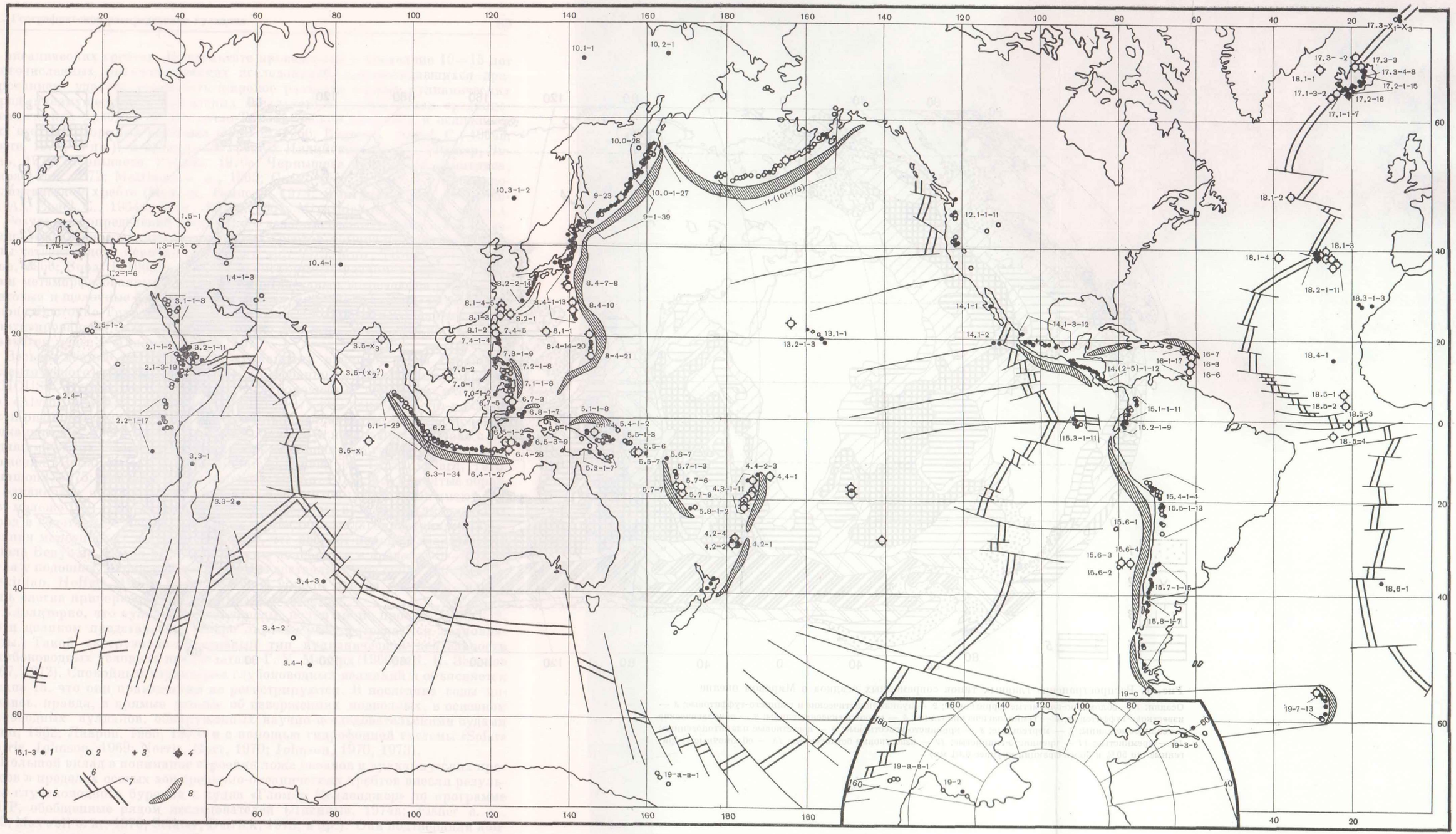
Ежегодно происходит 20—30 извержений вулканов, поставляющих в среднем примерно 1,5 км^3 вулканического материала. В пересчете на геологическую историю такого количества вулканического материала достаточно для формирования континентальной коры (Мархинин, 1967). Почти любой район Земли в своей геологической истории проходил по крайней мере одну, а обычно несколько стадий развития вулканизма, зафиксированных в геологических разрезах. И, как правило, зоны вулканизма приурочены либо к обрамлению, либо к внутренним частям океанов. Это видно и по современному распределению вулканов.

§ 1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНОВ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ ЗОН ВУЛКАНИЗМА

1.1. Пространственное распределение

По подсчетам А. Ритмана (1964), большинство известных действующих вулканов (около 62%) приурочено к обрамлению Тихого океана (см. рис.). Они образуют почти сплошное так называемое Тихоокеанское «огненное кольцо», разрывы в котором, приходящиеся в основном на побережье Северной и Южной Америки, в значительной мере кажущиеся, так как в плейстоцене и голоцене эта территория была ареной интенсивной вулканической деятельности (Macdonald, 1972). Около 18% действующих вулканов располагается в пределах Альпийско-Индонезийского (Лучицкий, 1971) пояса, протягивающегося от Средиземного моря до Индонезии, причем основная их часть (около 14%) сосредоточена в Индонезийской островной дуге. В этом поясе, помимо вулканов, находящихся в активной стадии, также много потухших вулканов, извергавшихся в четвертичное время. Последние расположены в основном в альпийской ветви пояса — от Средиземноморья до Ирана. В остальных континентальных областях находится около 3% действующих вулканов, причем большинство из них — в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы.

На долю внутренних частей океанических бассейнов приходится около 10% действующих вулканов, но при этом надо иметь в виду, что нам известно лишь незначительное число подводных вулканов. Большинство подводных вулканов и продуктов их недавней (голоценовой и плейстоценовой) вулканической деятельности приурочено к срединно-океаническим хребтам. Только отдельные части этой единой глобальной системы хребтов возвышаются над уровнем океана (о-в Исландия, Азорские острова, о-в Пасхи и др.). До недавнего времени можно было лишь строить предположения о наличии, характере и масштабах вулканизма в глубоководных условиях, в частности



Карта активных вулканов мира

1 — наземные вулканы, извергавшиеся в историческое время, и их номера по «Catalogue...» (1951 — 1967); *2* — наземные вулканы в сольфатарной стадии; *3* — сольфатарные поля; *4* — активные подводные вулканы, вершины которых незначительно приподняты над уровнем океана; *5* — активные подводные вулканы; *6* — осевые зоны срединно-океанических хребтов; *7* — основные трансформные разломы; *8* — глубоководные желоба

Заказ № 1140

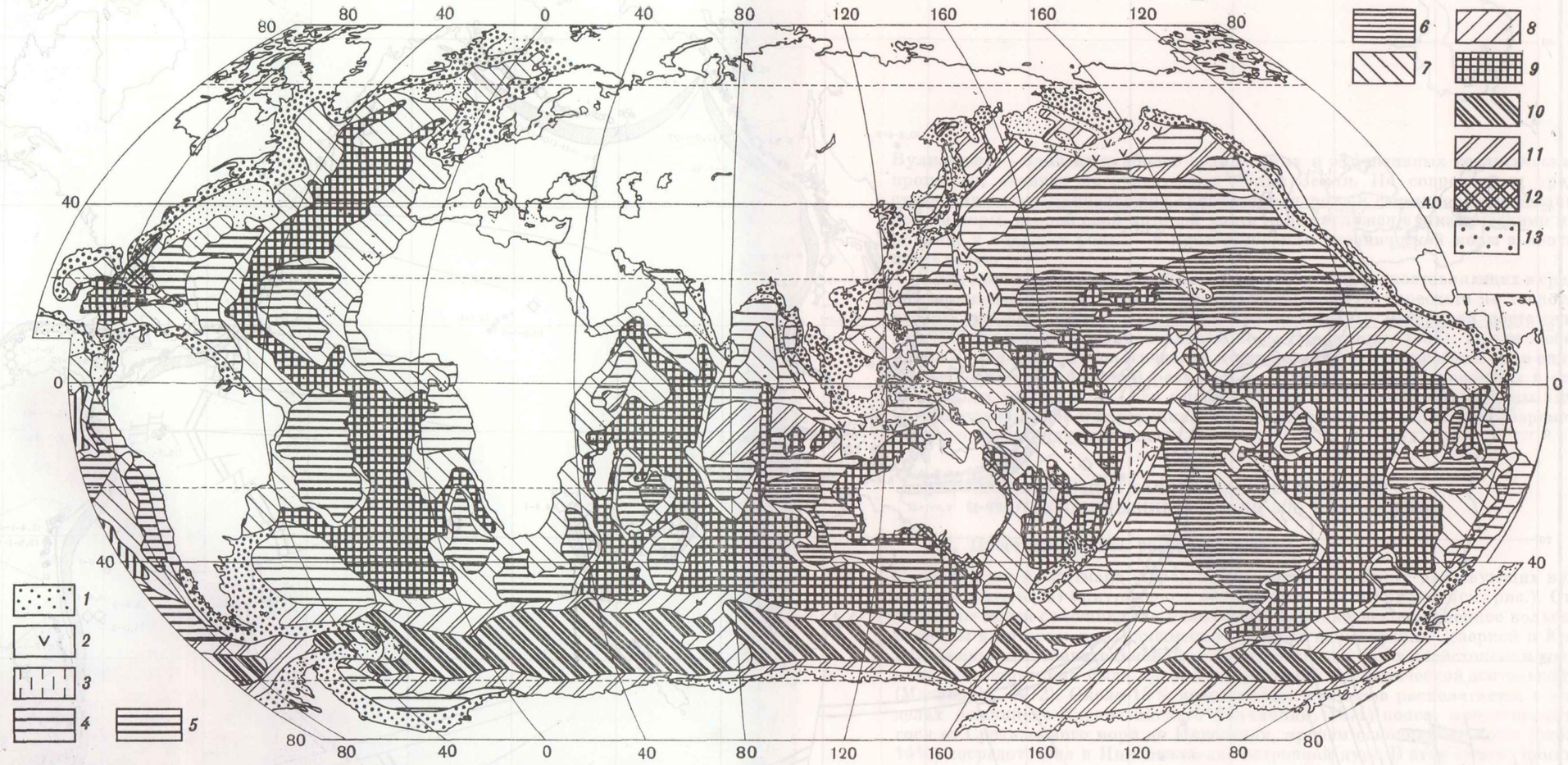


Рис. 1. Распространение главных типов современных осадков в Мировом океане

Осадки: *1* — обломочно-глинистые терригенные; *2* — вулканокластические и глинисто-туффитовые; *3* — известково-туффитовые; *4* — гемипелагические глины; *5* — миопелагические глины; *6* — эвпелагические и цеолитовые глины; *7* — мергельные; *8* — кремнисто-известковые; *9* — известковые планктоногенные; *10* — кремнистые; *11* — кремнисто-глинистые; *12* — известковые бентогенные; *13* — обломочные терригенные (до 50% и более фракции крупнее 0,01 мм)

на океанических хребтах. В результате проведенных в последние 10—15 лет многочисленных океанологических исследований, сопровождавшихся драгированием, удалось установить широкое развитие свежих вулканических пород (преимущественно толеитовых базальтов) в осевых зонах срединно-океанических хребтов: на Восточно-Тихоокеанском поднятии и осложняющих его трансформных разломах (Менард, 1966; Engel A., Engel C., 1964в; Moore, 1970; и др.), в срединных хребтах Индийского океана (Фишер, Энгель, 1970; Чернышева, Рудник, 1970а; Чернышева и др., 1972; Дмитриев, Шараськин, 1972; Matthews e. a., 1965; Cann, 1970; и др.) и в Срединно-Атлантическом хребте (Мелсон, Томпсон, 1973; Дмитриев и др., 1974; Engel A., Engel C., 1964а; Muir, Tilley, 1964; Miyashiro e. a., 1969b, и др.).

Результаты определений абсолютного возраста свежих толеитовых базальтов из осевых зон срединно-океанических хребтов обычно не выходят за пределы четвертичного периода (Аументо и др., 1973; Muir, Tilley, 1964; Cann, Vine, 1966; Bonatti, 1968b). В зонах трансформных разломов наряду с древними метаморфизованными породами иногда также встречаются свежие толеитовые и щелочные базальты. Так, в зоне разлома Кларион, на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, драгированием подняты палагонитизированные базальты возрастом до 100 млн. лет и свежие базальты возрастом менее 1 млн. лет (Moore, 1970).

Весьма ценные результаты по вулканизму рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта получены по франко-американскому проекту FAMOUS [1]. Первые же погружения в глубоководных аппаратах «Archimede», «Alvin», «Cyana», проведенные в 1973—1974 гг., показали, что в осевой части рифтовой долины хребта действительно наблюдается цепочка молодых вулканических построек типа лавовых куполов и небольших кратеров с отходящими от них свежими лавовыми потоками преимущественно подушечного сложения (Bellaiche e. a., 1974; Bellaiche, Cheminee, 1975; Ballard, 1975; Hammond, 1975; Heirtzler, 1975; Heirtzler, Bryan, 1975). Все поднятые образцы оливиновых и пироксеновых толеитов и пикритовых базальтов имеют возраст моложе 100—120 тыс. лет. Данные абсолютного возраста вулканических пород в сочетании с наблюдениями за скоростями палагонитизации и образования марганцевых корок показывают, что возраст пород вулканического купола Венус из центра рифтовой долины колеблется в пределах 3—12 тыс. лет, а у подошвы склона рифтовой долины составляет уже около 120 тыс. лет (Hekinian, Hoffert, 1975). Вулканические породы центра рифтовой долины лишь слегка припорошены карбонатными осадками.

Характерно, что вулканические породы, поднятые по проекту FAMOUS, почти целиком представлены только лавами, реже встречаются гиалокластиты. Такой экструзивно-эффузивный тип вулканической деятельности в глубоководных условиях предполагали Г. У. Менард (1966) и К. К. Зеленов (1967, 1972). Спокойным характером глубоководных излияний и объясняется именно то, что они практически не регистрируются. В последние годы появились, правда, и прямые данные об извержениях подводных, в основном мелководных вулканов, обнаруженных научно-исследовательскими судами (Гипп, 1962; Лавров, 1966, 1973) и с помощью гидрофонной системы «Sofar» (Norris, Johnson, 1969; Norris, Hart, 1970; Johnson, 1970, 1973).

Большой вклад в понимание строения ложа океанов и вулканических процессов в пределах осевых зон срединно-океанических хребтов внесли результаты глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» по программе DSDP, обобщенные рядом исследователей (Лисицын, 1974а; Fisher e. a., 1970; Maxwell e. a., 1970; Sclater, Detrick, 1973; и др.). Они подтвердили концепцию расширения (спрединга) дна океана от срединно-океанических хреб-

[1] French American Mid-Oceanic Undersea Study.

тов (Дитц, 1966, 1974; Хесс, 1974; Вайн, Мэтьюз, 1974; Хейртцлер и др., 1974; Heirtzler, 1968) и формирования в пределах осевых зон срединно-океанических хребтов океанической коры (Пейве и др., 1971; Мурс, Вайн, 1973; Дьюи, Берд, 1974; и др.), второй слой которой образуется за счет вулканической деятельности. Общий объем вулканического материала, поступающего через все активные центры спрединга (осевые зоны срединно-океанических хребтов), по оценкам Г. У. Менарда (1971), составляет около 4 км³ в год, что значительно больше, чем объем вулканического материала, поставляемого всеми островными дугами. К сожалению, Менард не привел расчета, но если основные положения концепции спрединга верны, то цифра 4 км³ в год может оказаться заниженной. Она получается даже без учета вулканической деятельности внутриокеанических островов при следующих условиях: второй слой океанической коры средней мощностью в 1,5 км (Ботт, 1974) лишь на $^2/_3$ своего объема сложен вулканическими породами; средняя скорость спрединга для всей системы срединно-океанических хребтов (общей протяженностью 65 тыс. км) составляет около 3 см в год.

Перечисленные данные свидетельствуют о том, что осевые зоны срединно-океанических хребтов являются ареной интенсивного подводного вулканизма. Эти вулканические пояса как по своей протяженности, так, вероятно, и по объему поставляемого на поверхность вулканического материала превосходят вулканические пояса островных дуг и окраин континентов. Участки повышенной вулканической активности формируют вулканические острова типа Исландии, Азорских, Тристан-да-Кунья и др.

Вулканическая деятельность океанов не ограничивается зонами срединно-океанических хребтов. Известны также асейсмичные линейные цепи вулканических островов и подводных гор, наиболее характерные для западной части Тихого океана. Примерами таких цепей являются Гавайский хребет, цепь, образованная островами Туамоту и Лайн, цепи островов Тубуаи и Кука. В Атлантическом океане аналогичная цепь образована Канарскими островами. Характерной особенностью таких цепей является то, что современная вулканическая деятельность обычно проявляется на одном их конце, а с удалением от активного центра возраст пород увеличивается, хотя такая зависимость не является строго линейной. Так, на Гавайских островах активный вулканизм проявляется на крайнем юго-восточном о-ве Гавайи и на востоке о-ва Мауи, а в северо-западном направлении возраст вулканических пород увеличивается: на о-ве Мауи он достигает 1,3 млн. лет, на о-ве Молокаи колеблется в пределах 1,3—1,8 млн., на о-ве Оаху — 0,1—3,3 млн., а на о-ве Кауи — 0,6—5,6 млн. лет. (McDougal, 1964). Постепенное увеличение возраста вулканических островов и подводных гор наблюдается и далее в северо-западном направлении: в районе сочленения Гавайского и Императорского хребтов он достигает 41—43 млн. лет. (Clague e. a., 1975); тенденция увеличения возраста отмечается и далее в Императорском хребте — вплоть до ~70 млн. лет в скв. 192, в осадках, перекрывающих вулканические породы (Scholl, Creager, 1973). Закономерное увеличение возраста пород явилось отправным моментом для развития гипотезы «горячих точек» (Wilson, 1963; Morgan, 1971, 1972), на которой мы остановимся несколько ниже.

1.2. Геотектонические позиции

Из приведенного краткого обзора видно, что размещение действующих вулканов закономерно и, как отмечается большинством исследователей (Ритман, 1964; Macdonald, 1972; Горшков, 1974; и др.), контролируется глобальными структурами Земли. Выявление геотектонических позиций зон вулканизма имеет большое значение для расшифровки эволюции вулканизма в истории Земли и действующих сил геотектонических и вулканических процессов.

Этапы развития представлений о пространственном распределении и геологических позициях действующих вулканов проанализированы И. В. Лучицким (1971), что избавляет нас от рассмотрения этого вопроса. Однако нельзя не упомянуть работу А. Н. Заварицкого (1946), в которой впервые поставлен вопрос о генетической связи современного вулканизма с сейсмофокальными зонами в системах островных дуг, а также работы Дж. Умбгрова (1952) и Г. Г. Хесса (1952), посвященные анализу строения и вулканизма островных дуг. Эти работы не потеряли своего значения и в настоящее время. Вместе с тем необходимо указать, что только с развитием представлений плитовой или новой глобальной тектоники (Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Isacks e. a., 1968) начала вырисовываться общая картина генетической связи вулканизма с глобальными структурами Земли (Менард, 1971; Грин, 1973, 1975; Горшков, 1974; Сорохтин, 1974), хотя отдельные существенные элементы такой связи были установлены ранее, в частности в упоминавшихся работах Заварицкого, Умбгрова, Хесса и многих других.

Как было показано выше, современная вулканическая активность приурочена к осевым частям срединно-океанических хребтов и аналогичным им рифтовым долинам континентов (типа Восточно-Африканской рифтовой системы), к островным дугам и окраинам континентов тихоокеанского типа, а также к цепям вулканических гор и подводных вулканических хребтов. Зоны современной вулканической деятельности пространственно совпадают с сейсмоактивными районами Земли и областями повышенного теплового потока. С позиций новой глобальной тектоники такое расположение зон вулканизма в самом общем виде объясняется следующим образом.

Осевые зоны срединно-океанических хребтов являются областями конвективного подъема вещества мантии и соответственно более высокого положения геоизотерм. Снижение давления вследствие образования трещин растяжения в сводовых частях приводит к частичному плавлению мантии и подъему образовавшегося расплава к поверхности. По представлениям Д. Грина (1975), основанным на экспериментальных данных, для образования оливиновых толеитов, характерных для осевых зон срединно-океанических хребтов, требуется высокая степень плавления исходного пиролитового вещества на глубинах порядка 20—60 км. Вулканизм и преобразование остаточного вещества мантии приводят к формированию коры океанического типа, которая «спрединговым конвейером» перемещается в стороны от осевой зоны срединно-океанических хребтов.

Представления о механизме проявления вулканической деятельности слабо сейсмичных цепей внутриокеанических островов (типа Гавайского хребта) наименее разработаны, хотя этому вопросу посвящена обширная литература. В последнее время привлекла к себе внимание гипотеза фиксированных «горячих точек» над округлыми в плане зонами конвективного подъема разогретого мантийного вещества (mantle plume) (Wilson, 1963; Morgan, 1971, 1972). Над такими «мантийными плюмажами», поднимающимися, по мнению В. Моргана, непосредственно от границы ядро—мантия, образуются активные вулканы, рост которых приводит к образованию вулканических островов. Образовавшиеся острова-вулканы перемещаются вместе с движущейся плитой, а над фиксированной «горячей точкой» возникает новый вулкан. «Горячая точка» как бы прожигает движущуюся плиту, оставляя на ней шов в виде вулканического хребта и создавая эффект миграции зоны активного проявления вулканизма в направлении, противоположном движению плиты. Гипотеза «горячих точек» объясняет многие закономерности строения и развития цепей вулканических островов, в частности возрастные и петрологические соотношения вулканических пород, гравитационные и топографические аномалии. Однако в последнее время получен ряд данных, не укладывающихся в эту концепцию.

Существуют и другие гипотезы образования цепей вулканических островов вследствие возникновения зон аномального плавления под действием различных причин. Такие зоны плавления могут возникать в результате раскрытия разломов (Jackson, Wright, 1970; McDougal, 1971a; Vogt, 1974), в результате формирования локальных зон растяжения и трещиноватости (Грин, 1973), в результате образования так называемых «гравитационных якорей» («gravitational anchors») и взаимодействия их с движущейся плитой (Show, 1973; Show, Jackson, 1973). Почти все эти гипотезы испытывают трудности в объяснении фиксированного положения зон активного вулканизма.

Образование и раздвижение литосферных плит в осевых зонах срединно-океанических хребтов компенсируется их погружением в мантию в районах глубоководных желобов. Вулканизм типа островных дуг и окраин континентов генетически связан с этим процессом. Вулканы располагаются на краю надвигающейся плиты, а их корневые зоны или зоны частичного плавления, по-видимому, находятся как в сейсмофокальном слое, который отражает напряжения взаимодействия поддвигающейся и надвигающейся плит, так и в вышележащей верхней мантии, а возможно, и в коре надвигающейся плиты. Как уже указывалось, впервые на взаимосвязь вулканизма с сейсмофокальным слоем обратил внимание А. Н. Заварицкий (1946). В дальнейшем эти вопросы более подробно были рассмотрены в ряде работ петрологического и тектонического плана (Федотов, 1966; Рингвуд, Грин, 1968; Сугимура, 1970; Токарев, 1970, 1974; Мархинин, Стратула, 1971; Эрлих, 1973; Kuno, 1959, 1966; Sugimura, Uyeda, 1973; и др.). Условия возникновения локальных зон плавления при взаимодействии поддвигающейся и надвигающейся плит вследствие выделения тепла за счет деформации вязкого трения разгрузки напряжений и других причин рассмотрены Д. Грином (1973, 1975) и О. Г. Сорохтиным (1974).

1.3. Конвекция в мантии и вулканизм

Концепции спрединга дна океана и плитовой тектоники, из которых непосредственно вытекают геотектонические позиции зон вулканизма, подтверждены большим числом независимых данных (Сорохтин, 1974; Ботт, 1974) и являются скорее теорией, чем гипотезой, качественно и количественно описывающей многие явления геологии, геофизики, геохимии и вулканизма. Однако все это относится в основном к конечным результатам процесса, в то время как движущие силы процесса или силы, приводящие в движение «спрединговый конвейер», не совсем ясны. Практически общепринято, что такими силами являются конвективные течения в мантии, на которые в какой-то мере оказывает или не оказывает влияние вращение Земли. Но на этом общность взглядов и ограничивается. В мантии принципиально возможно два типа конвекции — тепловая и гравитационная (Ушаков, 1976). Конечные результаты процесса пока не дают возможности однозначно решить вопрос о характере и структуре конвективных течений, а именно это имеет немаловажное значение для понимания механизма вулканических процессов и особенностей состава вулканических продуктов.

Ф. А. Венинг-Мейнес (1966) привел доказательства существования конвекции в верхней мантии. По его мнению, конвекция является тепловой, а расположение конвекционных течений соответствует сферической гармонике секториального типа пятого порядка. Для объяснения строения окраинных морей он допускал существование более мелких конвективных течений в верхней мантии.

В первоначальной форме гипотезы разрастания дна океана в качестве основного механизма также предполагалась тепловая конвекция в верхней мантии, а непосредственным отражением конвективных ячеек на поверх-

ности считались крупные структуры океана (Дитц, 1966; Хесс, 1969). По этим представлениям срединно-океанические хребты являются зонами восходящих ветвей, глубоководные желоба — нисходящих ветвей, а дно океана между ними — верхней поверхностью конвективных ячеек. В связи с тем, что конвекция в нижней мантии маловероятна из-за ее высокой вязкости, конвективные ячейки такого типа должны иметь сильно вытянутую форму (Хесс, 1969, рис. 7). Вязкое трение на границе кора — мантия отрицалось, и система двигалась как бы связанная единым болтом (там же, рис. 8). Это противоречило многим данным, в связи с чем М. Боттом (1974) предложена модель конвективной ячейки, учитывающая вязкое трение.

С позиции рассмотренных моделей конвективных ячеек трудно объяснить фиксированное положение зон активного вулканизма цепей внутриокеанических островов, о котором говорилось выше. Это противоречие снимается в модели конвекции типа Орована — Эльзассера, по которой астеносфера находится почти в стационарном состоянии, а движутся только лежащие на ней плиты (Orowan, 1965; Elsasser, 1969). Обратный поток, как и в предыдущей модели, осуществляется в нижней части верхней мантии. Движение плит происходит за счет подъема магмы в осевых зонах срединно-океанических хребтов путем расталкивания и соскальзывания плит. В противоречии с таким механизмом находятся данные о наличии в рифтовых долинах многочисленных зияющих трещин, увеличивающихся в размерах по направлению от осевой зоны к бортам рифта (Hammond, 1975). Это свидетельствует не о расталкивании, а о пассивном рифтогенезе.

В основу моделей гравитационной конвекции положен механизм химико-плотностной дифференциации вещества Земли, приводящей к выделению его ядра и всплыванию более легкой силикатной составляющей (Артюшков, 1968; Сорохтин, 1974). Такого рода гравитационная конвекция одновременно является и тепловой, так как «поднимающееся наверх более легкое вещество одновременно является и более горячим по сравнению с окружающей мантией, а опускающееся — одновременно и более холодным и более тяжелым» (Ушаков, 1976). По оценкам О. Г. Сорохтина (1974), в настоящее время в мантии существует двухъячеистая гравитационная конвекция; в геологической истории Земли происходила смена двухъячеистой конвекции одноячеистой и наоборот. Смена структуры конвективных ячеек определяет геологические циклы развития Земли. Аргументом в пользу существования гравитационной конвекции является расслоение Земли и в первую очередь наличие у нее ядра. Тем не менее с позиций гравитационной конвекции трудно объяснить закономерности развития вулканизма цепей внутриокеанических островов без привлечения какого-либо дополнительного процесса.

Совершенно иной механизм конвекции предложил В. Морган в рамках гипотезы «горячих точек». Им выделено около 20 округлых в плане столбообразных зон конвективного подъема разогретого мантийного вещества от границы ядро—мантия. Скорость подъема таких мантийных столбов оценивается в 2 м/год, что при среднем их диаметре порядка 150 км составляет около 500 км³ мантийного вещества в год. Радиальное растекание этого вещества в астеносфере и является «мотором», приводящим в движение «спрединговый конвейер». Локализованных зон опускания, по мнению Моргана, нет, а вещество равномерно погружается в мантию. Большинство зон столбообразного подъема мантийного вещества, являющихся «горячими точками», расположено на границах раздвигающихся плит, вблизи гребней срединно-океанических хребтов. Их повышенная вулканическая активность является причиной образования вулканических островов типа Исландии, Азорских, Галапагос, Пасхи и др. «Горячие точки» внутри плит, а к таким Морган отнес о-в Гавайи и подводный вулкан Макдональд на Тихоокеанской плите, Канарские острова на Африканской плите в Атлантическом океане и Коморские острова

на Сомалийской плите в Индийском океане, являются причиной образования цепей внутриокеанических вулканических островов.

С гипотезой «горячих точек» согласуются результаты геохимических исследований (Schilling, 1973a, b), но, как уже указывалось, в последнее время получен ряд данных, не укладывающихся в эту концепцию. В частности, для островов Гавайского хребта на участке о-в Гавайи — о-в Мидуэй и для островов Таити и Муреа (о-ва Общества) по данным абсолютного возраста вулканических пород (McDougal, 1971a; Dymond, 1975) получены более высокие скорости перемещения Тихоокеанской плиты, чем это следует из концепции спрединга. Определения абсолютного возраста вулканических пород отдельных островов в гряде островов Кука и Тубуаи не дают систематического увеличения их возраста от подводного вулкана Макдональда, как это предсказано гипотезой «горячих точек» (Dalrymple e. a., 1975). Однако следует оговориться, что соотношение между датированными комплексами и стадией щитовой постройки этих вулканов здесь не определено. Аналогичные сведения имеются и по Канарским островам. Здесь величины предполагаемого перемещения Африканской плиты, исходя из гипотезы «горячих точек», колеблются в пределах от 0,6 до 26,7 см/год (Anguita, Hernan, 1975).

Аномалии силы тяжести также не дают сходных результатов по всем «горячим точкам». По расчетам Моргана (1972), столбообразный подъем мантийного вещества должен фиксироваться положительными гравитационными аномалиями в изостатической редукции и в свободном воздухе, что обычно и наблюдается над большинством «горячих точек». Исключение составляет подводный вулкан Макдональд — он располагается почти в центре глубокой отрицательной аномалии в свободном воздухе (Gaposhkin, Lambeck, 1971; Menard, 1973). Это, возможно, обусловлено более ранней стадией его развития, в связи с чем он еще не успел подняться над уровнем океана.

Приведенные данные заставляют с осторожностью относиться к гипотезе «горячих точек», во всяком случае в том виде, в котором она высказана Морганом. Тем не менее на настоящий момент закономерности пространственного распределения вулканов лучше всего согласуются с этой гипотезой, а некоторые несоответствия, возможно, объясняются особенностями эволюции отдельных точек. Так, можно допустить длительное развитие отдельных вулканов и после отрыва их очагов от основной питающей зоны столбообразного подъема мантийного вещества. Это тем более вероятно, так как все имеющиеся возрастные несоответствия выявлены на щелочных породах, характеризующих конечные стадии развития вулканов.

§ 2. ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ОКЕАНОВ

Как указывалось выше, срединно-океанические хребты на всем их протяжении являются ареной вулканической деятельности. В основном вулканизм проявляется в глубоководных условиях, где вулканические острова, по всей вероятности, фиксируют центры повышенной вулканической активности типа «горячих точек». Такими же центрами вулканической активности являются и вулканические острова вне пределов срединно-океанических хребтов. Основные сведения об активных вулканах океанических островов и известных подводных вулканах обобщены в 3, 4, 10, 14, 16 и 21-м томах «Каталога активных вулканов мира» (Catalogue..., 1951—1967; List..., 1971). Эти данные дополнены сведениями о последних извержениях вулканов, содержащихся в информационных сообщениях Центра кратковременных явлений Смитсоновского института (США) и в I—XIII выпусках «Bulletin of the volcanic eruptions» (1961—1975). Кроме того, часть информации была почерпнута из отдельных публикаций (Macdonald, Abbot, 1970; Macdonald, 1972; Norris, Johnson, 1969; Johnson, 1970; Talandier, Kuster, 1976).

2.1. Глубоководный вулканизм срединно-океанических хребтов

Представления о характере проявления вулканизма в глубоководных условиях, морфологии вулканических построек и динамике подводных извержений в основном являются умозрительными. Специфика глубоководных извержений определяется внешними факторами, в первую очередь давлением столба воды, и внутренними факторами, такими, как состав исходных расплавов, их газонасыщенность и вязкость.

Большинство авторов (Ритман, 1964; Менард, 1966; Зеленов, 1972; Дзоценидзе, Мархинин, 1974; McBirney, 1963; и др.), принимая во внимание давление столба воды, единодушны во мнении, что на больших глубинах вулканические взрывы с образованием пеплов маловероятны. Внутреннее давление растворенных в магме газов, как правило, меньше, чем гидростатическое давление на глубинах 3—4 км, т. е. на обычных глубинах осевых зон срединно-океанических хребтов. Благодаря этому образование газовых пузырьков в изливающейся лаве затруднено и она лишена возможности взрываться. Иными словами, на больших глубинах маловероятно образование пирокластических продуктов, столь характерных для извержений вулканов островных дуг и определяющих как тип извержений, так и тип вулканических построек. По приближенным оценкам (McBirney, 1963), предельная глубина, на которой возможны эксплозивные извержения лав базальтового состава, не превышает 500 м. Эти оценки, по-видимому, соответствуют действительности. Даже извержения мелководных вулканов, таких, как Капелиньиш на Азорских островах (глубина до извержения 1957 г. 50—100 м) и Суртсей на хребте Рейкьянес, в 33 км к югу от Исландии (глубина до извержения 1963 г. 130 м), начинались с изменения цвета воды, образования бурунов, воронок, повышения температуры морской воды, сравнительно спокойного выделения паров воды и газов и последующих маломощных выбросов (Thorarinsson, Vonnegut, 1964; Macdonald, 1972). Мощные пирокластические выбросы при подводных извержениях наблюдаются лишь там, где вершины вулканических конусов достигают уровня моря. Они, очевидно, обусловлены образованием вторичного пара на контакте расплава с водой и поэтому называются гидромагматическими или фреатомагматическими взрывами (Macdonald, 1972).

Извержение подводного вулкана Михаила Ломоносова близ Азорских островов, наименьшая глубина вершины которого составляет 188 м, фиксировалось по появлению подводного облака в записях на эхолоте (Лавров, 1966). Более глубокие извержения могут фиксироваться на поверхности океана изменением цвета, прозрачности и температуры воды, появлением плавающих шлаков, слабым выделением газов. При всплывании шлаков возможны их вторичные взрывы на поверхности. Следует добавить, что гидрофонами системы «Sofar» зафиксированы многочисленные вулканические взрывы на мелководье (Norris, Johnson, 1969; Norris, Hart, 1970; Johnson, 1970, 1973), тогда как случаи выявления гидрофонами глубоководных вулканических взрывов в литературе не описаны.

О характере извержений в глубоководных условиях можно в какой-то мере судить по образцам вулканических пород, поднимаемым при драгировании, по подводным фотографиям, а в последнее время — еще и прямыми наблюдениями над морфологией глубоководных вулканических построек. Судя по отсутствию пирокластики, в осевых зонах срединно-океанических хребтов преобладают лавовые излияния. Излияния могут быть как трещинного, так и центрального типа. При этом формируются лавовые купола, аналогичные цепочке куполов, зафиксированных в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта с глубоководных аппаратов (Bellaiche e. a., 1974,

Bellaiche, Cheminee, 1975; Ballard e. a., 1975; Heirtzler, 1975). К. К Зеленов (1972) считает, что формирование лавовых экструзий-куполов является энергетически наиболее выгодным механизмом излияния расплава в глубоководных условиях.

Основным типом глубоководных лавовых потоков являются потоки подушечных лав или потоки типа пахоэхоэ (волнистые лавы). Фрагменты отдельных подушек составляют наибольшую массу среди свежих лав, поднимаемых при драгировании. Исключительно подушечными лавами сложены и упоминаемые выше лавовые купола и отходящие от них потоки в центральной рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (Bellaiche e. a., 1974; Ballard e. a., 1975; Heirtzler, 1975). Эти потоки подушечных лав состоят не из индивидуальных подушек, а из переплетенных пальцевидных отростков, которые в разрезе имеют форму подушек, а с поверхности напоминают потоки типа пахоэхоэ (Ballard e. a., 1975). Механизм формирования таких потоков под водой описан Дж. Муром (Moore, 1975).

Весьма характерными являются также вторичные излияния в виде тонких (в несколько сантиметров) пластин отдельных подушек и лавовых куполов, от трещин еще на застывших потоков. Фрагменты таких пластин-потоков с довольно легко различающимися нижней и верхней поверхностями и с корками закаливания с обеих сторон были подняты при драгировании Восточно-Тихоокеанского поднятия, хребта Хуан-де-Фука, Срединно-Атлантического хребта (Мелсон, Томпсон, 1973), а также в центральных частях Тихого океана, в районах с гористо-холмистым вулканическим рельефом (Мурдмаа и др., 1973). Несмотря на малую толщину (обычно до 2—3 см), пластины зональны — имеют разную степень раскристаллизации и разное строение корок закаливания нижней и верхней поверхностей. Лавы, образующие такие пластины, обладали, видимо, высокой текучестью. Одна из пластин оливинового базальта, поднятая дночерпателем на станции 5436 нис «Витязь» в Северо-Восточной котловине Тихого океана (координаты: 24°04′ с. ш., 157°34′ з. д.), при толщине 1—1,5 см имела размер 25 × 25 см (Мурдмаа и др., 1973).

Вопросы петрологии вулканических пород срединно-океанических хребтов рассмотрены во многих публикациях как обобщающего плана (Энгель А., Энгель С., 1968; Грин, 1973; Канн, 1973; Шиллинг, 1973; Miyashiro e. a., 1970), так и по отдельным районам Тихого (Engel A., Engel C., 1964в; Bonatti, 1968b; Moore, 1970), Индийского (Чернышева, Рудник, 1970а; Фишер, Энгель, 1970; Чернышева и др., 1972; Cann, Vine, 1966; Cann, 1970) и Атлантического (Аументо и др., 1973; Бонатти и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Дмитриев и др., 1974; Engel A., Engel C., 1964a; Muir, Tilley, 1964; Miyashiro e. a., 1969b) океанов. Эти вопросы рассматриваются и в настоящей главе.

Свежие вулканические породы срединно-океанических хребтов, являющиеся продуктами современной подводной вулканической деятельности, представлены исключительно базальтоидами, среди которых ведущая роль принадлежит толеитовым базальтам, значительно реже встречаются щелочные и пикритовые базальты. По степени раскристаллизации они варьируют от стекловатых разностей с незначительным содержанием вкрапленников до почти полнокристаллических. Последние, видимо, характеризуют центральные части мощных потоков лав, дайки или силлы, тем более что находки их обычно приурочены к зонам разломов. Стекловатые же базальты характеризуют зоны закаливания. Даже в пределах отдельных подушек структура базальтов меняется от стекловатой в корке закаливания до интерсертальной и микродолеритовой в центральных частях.

Толеитовые и щелочные базальты содержат в разных пропорциях вкрапленники основного плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена. В толеитовых разностях моноклинный пироксен представлен обычно авгитом или

пижонитом, в щелочных — титан-авгитом. Среди вкрапленников, помимо типичных хорошо ограненных фенокристаллов, некоторые авторы различают резорбированные ксенокристы плагиоклаза, реже — оливина, а иногда — моноклинного пироксена и хромита. Однако убедительные доказательства чужеродности ксенокристов отсутствуют, а в большинстве случаев отмечается родственность их состава с вмещающими базальтами. Такие ксенокристы рассматриваются как кумуляты, накапливающиеся в магматических камерах под вулканами и захваченные при извержениях; резорбция их объясняется внезапным снятием давления (Аументо и др., 1973; Muir, Tilley, 1964). У. Г. Мелсон и Г. Томпсон (1973) предлагают двоякое объяснение образования ксенокристов: 1) кристаллизация на какой-то промежуточной глубине с последующей резорбцией вследствие уменьшения давления при быстром подъеме и 2) кристаллизация в близповерхностной магматической камере с последующей резорбцией за счет повышения температуры при конвективном перемешивании. На наш взгляд, резорбция возможна и в нижних частях излившихся лавовых потоков вследствие вхождения воды в расплав из подстилающих водонасыщенных илов. Вызванная этой причиной резорбция фенокристаллов плагиоклаза наблюдается в монолитных и подушечных потоках спилитов (Авдейко и др., 1977).

Свежие базальты дна океана довольно однородны по химическому составу, что было отмечено еще по результатам первых исследований срединно-океанических хребтов (Engel A., Engel C., Havens, 1965). Особенно четко однородность состава проявляется в базальтах с незначительным числом вкрапленников. Средний состав таких базальтов (с характеристикой стандартных отклонений) рассчитан Дж. Р. Канном (1973б) по выборке из 94 анализов. При среднем содержании SiO_2 49,61% они отличаются высокими значениями Al_2O_3 и CaO, пониженными концентрациями K_2O, TiO_2 и P_2O_5. Особенно характерно низкое содержание K_2O (0,22%) при стандартном отклонении 0,12 и соответственно высокое отношение Na/K. Однообразие базальтов срединно-океанических хребтов подтверждается данными по содержанию редкоземельных элементов (Шиллинг, 1973).

Несмотря на однородность состава, для базальтов срединно-океанических хребтов характерны систематические вариации от щелочных разновидностей с нормативным нефелином до толеитовых с нормативным кварцем. Наблюдающиеся вариации составов, видимо, во многом обусловлены вторичными преобразованиями пород, в частности окислением железа и слабыми зеленокаменными изменениями.

Однообразие базальтов срединно-океанических хребтов — следствие однотипных условий генерации магматических расплавов и однотипных условий их излияния. Данные об условиях генерации расплавов суммированы Д. Грином (1973, 1975). Состав исходного расплава зависит от состава и степени частичного плавления вещества мантии, его температуры, давления и содержания воды. При использовании пиролитовой модели мантии с содержанием воды 0,1% для получения оливиновых толеитов — наиболее характерных пород срединно-океанических хребтов — требуется высокая степень плавления (25—30%) исходного пиролита на глубинах 20—60 км. На тех же глубинах щелочные оливиновые базальты получаются при более низкой степени плавления — порядка 10—15% (Грин, 1975, рис. 6), а высокоглиноземистые разности — при степени плавления около 15—20%.

2.2. Вулканизм внутриокеанических островов

Все известные активные вулканы внутриокеанических островов показаны на рис. 1. Помимо них, потенциально активными являются вулканы четвертичного возраста с хорошо сохранившимися постройками. Особенно много

вулканических островов в южной части Тихого океана — в группах островов Тубуаи, Кука, Общества, Россиян, Туамоту, Самоа и др. В частности, в группе островов Кука и Тубуаи возраст вулканических пород о-ва Аитутаки составляет 0,66—0,77 млн. лет, о-ва Руруту — 1,02—1,09 млн., о-ва Раратонга — 1,2 млн. лет (Dalrympl e. a., 1975). На о-ве Таити возраст пород вулкана Таити-Нуи составляет 0,65 ± 0,22 млн. лет, а Таити-Ити — 0,48± ± 0,10 млн. лет (Dymond, 1975). На соседнем вулкане (о-в Мехетия) последнее извержение происходило менее чем 2000 лет назад, и в полинезийских легендах говорится о большом огне (Talandier, Kuster, 1976). Между островами Таити и Мехетия, по-видимому, имеются два активных подводных вулкана, зарегистрированных по роевым землетрясениям, близким по типу к землетрясениям, предварявшим извержения вулканов о-ва Гавайи (Talandier, Kuster, 1976).

В Индийском океане вулканическая деятельность возможна на островах Маврикий, Родригес, Амстердам, Принс-Эдуард, Крозе. Острова Маврикий и Родригес по своему строению и составу близки к о-ву Реюньон с активным вулканом Питон де ла Фурнез, а о-в Амстердам — к активному вулкану о-ва Сен-Поль (Чернышева и др., 1972; Upton e. a., 1967; McDougal, 1971b; Baxter, 1975). Острова Зеленого Мыса, Мадейра, Вознесения и Гоф в Атлантическом океане, сложенные молодыми вулканическими породами, также являются потенциально активными вулканами. Без преувеличения можно сказать, что почти все внутриокеанические острова либо являются активными вулканами, либо были ими в геологическом прошлом.

Выше было показано (раздел 1.2), что внутриокеанские острова с активными вулканами располагаются как вблизи осевых зон срединно-океанических хребтов, так и на удалении от них (см. рис. 1). Тем не менее по составу вулканических пород и строению отдельных вулканов заметные различия между ними не отмечаются. Для них обычны щелочные дифференцированные породы, характеризующие заключительные стадии развития отдельных вулканов, а цоколь вулканических построек (обычно щитовых вулканов) сложен толеитовыми базальтами, составляющими, как правило, не менее 90% объема вулканических пород (McBirney, 1967; Borley, 1974). На Гавайских островах породы толеитовой серии составляют около 99% объема вулканических пород (Macdonald, 1968).

Значительно более определенные различия между толеитовыми базальтами островов и осевых зон срединно-океанических хребтов отмечаются по содержанию как петрогенных, так и редкоземельных элементов (Шиллинг, 1973). Наиболее подробно эти различия рассмотрены для Исландии и хр. Рейкьянес (Schilling, 1973b; Sun e. a., 1975; Hermes, Schilling, 1976). При стабильном содержании SiO_2 (49,5—50,0%) от подводного хр. Рейкьянес к Исландии систематически возрастают значения FeO′, FeO′/MgO, Na_2O/CaO, K_2O, TiO, P_2O_5, а также, по-видимому, прочих рассеянных элементов с большими ионными радиусами, что свойственно и другим вулканическим островам в противоположность соседним срединно-океаническим хребтам. Характерно поведение и редкоземельных элементов; при постоянном суммарном содержании редких земель легкие из них распространены в Исландии, а тяжелые — в хр. Рейкьянес. Вместе с другими характеристиками эти данные привели Дж. Шиллинга и его соавторов к представлениям о двух источниках магмы: близповерхностном (20—60 км) — для срединно-океанических хребтов и глубинном (типа «горячих точек») — для вулканических островов. По геофизическим данным (Hermance, Grillot, 1970; Schilling, 1973b), зона частичного плавления под Исландией располагается на глубинах до 250 км.

Необходимо оговориться, что «горячие точки» в понимании Дж. Шиллинга (Schilling, 1973a, b; Sun e. a., 1975) не совсем соответствуют «горячим точкам» в понимании В. Моргана (1971, 1972). Если Морган говорит о подъеме

расплава с границы ядро — мантия, то очаги генерации магмы «горячих точек» Дж. Шиллинга располагаются в верхней мантии вследствие столбообразного конвективного подъема твердого вещества мантии. В любом случае вулканические острова располагаются над зонами аномально повышенного потока вещества и энергии к поверхности Земли, в результате чего наблюдается аномальное увеличение мощности океанической коры за счет излившихся вулканических пород.

Эволюция отдельных вулканических островов детально рассмотрена на примере Гавайского архипелага, являющегося идеальным объектом для этих целей: возраст островов и отдельных вулканов здесь, как было показано выше (раздел 1.1), систематически увеличивается в северо-западном направлении. Развивая представления Х. Т. Стирнса, Г. Макдональд и А. Аббот в эволюции вулканических островов выделяют главный период (со стадиями: щитовой постройки — юная стадия, кальдерной — зрелая стадия и посткальдерной — стадия старости) и период омоложения после значительного перерыва (Macdonald, 1968; Macdonald, Abbot, 1970). Наиболее значительной как по объему вулканических продуктов, так, вероятно, и по длительности является стадия щитовой постройки, в течение которой вновь образованный вулкан поднимается с глубины порядка 3—5 км к поверхности океана. Характерные для этой стадии толеитовые базальты (от безоливиновых разностей до океанитов) изливаются в основном в виде подушечных лав и потоков типа пахоэхоэ. Лавы эти являются жидкими и растекаются на большой площади, образуя пологие вулканические постройки — щитовые вулканы. При достижении вулканом уровня океана спокойные излияния сменяются мощными вулканическими взрывами, обусловленными образованием пара на контакте расплава с водой. Как только вулкан поднимается над уровнем океана и изливающийся расплав уже не вступает в непосредственный контакт с водой, излияния становятся более спокойными (извержения гавайского типа).

Кальдерная, или зрелая, стадия развития характеризуется образованием и многократным обрушением кальдеры в привершинной части вулкана. Специфика этой стадии, по-видимому, обусловлена формированием в теле вулкана близповерхностной промежуточной магматической камеры: частичное опустошение камеры приводит к обрушению привершинной части кальдеры. Для этой стадии наряду с толеитами характерны излияния щелочной серии пород, в основном щелочных оливиновых базальтов. Их несколько большая газонасыщенность является причиной того, что наряду с лавовыми излияниями заметную роль начинают играть эксплозии. Излияния происходят как в привершинной кальдерной части вулкана, так и по трещинам на его склонах.

В посткальдерную стадию кальдера и верхняя часть щитовой постройки перекрываются лавово-пирокластическими породами щелочной серии. В отличие от кальдерной стадии здесь преобладают породы среднего состава — гавайиты и муджиериты, появляются кислые разности. Характерный тип извержения — стромболианский. Не все стадии главного периода вулканизма являются обязательными. У некоторых вулканов отсутствует кальдерная стадия, у других вулканизм может прекратиться на любой из стадий без последующего омоложения.

Период омоложения вулканизма обычно следует после длительного (до нескольких млн. лет) перерыва вулканической деятельности и эрозии. Для него характерны лавы нефелиновой серии: щелочные оливиновые базальты, базаниты, нефелиниты, анкарамиты и другие породы, содержащие нормативный нефелин. Лавы обычно жидкие, но извержения в основном являются эксплозивными, что обусловлено высоким содержанием летучих компонентов. По объему вулканических пород этот период составляет от долей про-

цента до 1%, но так как это последний период вулканизма, то породы нефелиновой серии на вулканических островах распространены довольно широко.

В дальнейшем своем развитии вулканические острова срезаются абразией и превращаются либо в атоллы, либо в гайоты. Опускание, по всей вероятности, обусловлено восстановлением изостатического равновесия, нарушенного накоплением вулканического материала. В связи с этим для гайотов, по-видимому, справедлива зависимость возраст — глубина, установленная для склонов срединно-океанических хребтов (Menard, 1969, 1973).

§ 3. ВУЛКАНИЗМ ОБРАМЛЕНИЯ ОКЕАНОВ

Как отмечалось выше, подавляющее большинство действующих вулканов, возвышающихся над уровнем океана, приурочено к обрамлению Тихого океана (см. рис. 1). Это либо островные вулканические дуги (западная и северная части Тихого океана), либо окраинные вулканические пояса (побережья Центральной и Южной Америки). В обрамлении Атлантического океана вулканы известны в группах Южных Сандвичевых, Южных Шетландских и Малых Антильских островов, в обрамлении Индийского океана — в Индонезийской островной дуге.

Обширные сведения о геолого-тектонических позициях зон вулканизма в периферических частях океанов, характере и типах вулканических извержений, составе продуктов вулканической деятельности содержатся в соответствующих томах «Каталога активных вулканов мира» (Catalogue..., 1951—1967), в сводных работах по глубинному строению и вулканизму островных дуг и отдельных регионов, большинство из которых упоминалось выше, и в многочисленных публикациях по различным аспектам вулканической деятельности. Вполне естественно, что в настоящей работе мы не в состоянии отразить многообразие типов вулканической деятельности и связанных с нею вопросов. Кратко отметим лишь основные особенности вулканизма островных дуг и окраин континентов.

Геотектонические позиции вулканизма окраинных зон океанов в общем виде показаны в разделе 1.2. В дополнение к этому следует отметить в целом наложенный по отношению к более древним структурам характер зон вулканизма в пределах островных дуг и окраин континентов и приуроченность их к структурам типа грабен-синклиналей, образующихся на сводах крупных линейных поднятий (Эрлих, 1973). Анализ механизма очагов землетрясений свидетельствует о том, что вулканизм проявляется в локальных зонах близгоризонтального растяжения в поле регионального сжатия (Авдейко, Симбирева, 1976). Очаги генерации магмы располагаются, видимо, в сейсмофокальном слое, где им соответствуют асейсмичные или слабосейсмичные участки (Токарев, 1970, 1974; Мархинин, Стратула, 1971; Kuno, 1966).

Вулканические породы островных дуг и окраин континентов принадлежат к известково-щелочной серии. Для них характерна значительная дифференциация при резком преобладании андезитов как в пределах крупных вулкано-тектонических структур, так и отдельных вулканических аппаратов. Так называемая «андезитовая линия» отделяет вулканические породы известково-щелочной серии островных дуг от толеитовой серии ложа океанов. Как показано Г. С. Горшковым (1963), эта линия разделяет два крупных петрохимических класса — океанический и континентальный. В связи с тем что для окраинных морей, таких, как Филиппинское, характерны породы толеитовой серии, правильнее было бы говорить об андезитовых поясах, а не об андезитовой линии.

Характерна также независимость состава продуктов вулканизма от мощности земной коры в пределах островных дуг и окраин континентов, что лег-

ло в основу теперь уже общепринятого положения о «сквозькоровом» мантийном питании вулканов (Горшков, 1967). Хорошо известно также наличие поперечной зональности: возрастание общей щелочности, особенно увеличение содержания калия в направлении от океана к континенту. Это объясняется увеличением глубины залегания магматических очагов по падению сейсмофокального слоя (Мархинин, Стратула, 1971; Kuno, 1966).

Одной из наиболее интересных особенностей обрамления океанов является широкое проявление кислого вулканизма — специфического типа вулканического процесса, для которого характерны мощные выбросы кислого ювенильного пирокластического материала с образованием мощных пемзово-игнимбритовых полей. Этот тип вулканизма оказывает существенное влияние на осадконакопление в океанах: во время вспышек кислого вулканизма, по-видимому, синхронных по всему земному шару, в океан поступает большое количество пирокластики (Эрлих, Мелекесцев, 1973). В результате обильного поступления пирокластики в атмосферу наступает общее похолодание и даже оледенение, меняющие характер сноса терригенного материала.

Характер извержений зависит от состава исходного расплава, его газонасыщенности, вязкости, температуры. Значительная дифференциация расплавов порождает многообразие типов извержений — от спокойных излияний гавайского типа до катастрофических эксплозий пелейского типа и гигантских выбросов кислой пирокластики. Значительная роль пирокластических извержений резко отличает вулканы обрамления океанов (коэффициент эксплозивности примерно 90%) от вулканов внутриокеанических островов. Естественно, что заметное преобладание эксплозивных извержений над лавовыми приводит к обильному поступлению пирокластики в океан, особенно в его краевые зоны. Говоря о поступлении в океан продуктов извержений вулканов, нельзя не упомянуть о термальных растворах, поставляющих в океан легкорастворимые галоидные и сернокислые соли, кремнезем, а также рудные компоненты (железо, алюминий, марганец и др.).

Наряду с вулканами, возвышающимися над уровнем моря, в пределах островных дуг имеется довольно много подводных вулканов. Это либо самостоятельные вулканы, либо побочные вулканы на склонах вулканов-островов. Подавляющее большинство из них мелководные, так что регистрация их активности с помощью гидрофонной системы «Sofar» не вызывает затруднений. При извержениях подводных вулканов часто образуются поля плавающих шлаков и пемз, которые нередко осаждаются в значительном удалении от мест извержений.

§ 4. РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В БАЛАНСЕ ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Вулканы океанов и океанического обрамления выносят из мантии на поверхность подавляющую часть твердых, жидких и газообразных продуктов, извергаемых всеми вулканами. Как отмечалось выше, в рифтовых зонах океанов, видимо, выносится не менее 4×10^9 м^3 лав в год, что при удельном весе 2,7 составит не менее $1{,}1 \times 10^{10}$ т без учета вулканов внутриокеанических островов. О масштабах выноса вещества (преимущественно пирокластики) вулканами островных дуг дает представление таблица. При удельном весе 2,0 это составит не менее 3×10^9 т в год. Значительная часть пирокластики непосредственно попадает в близлежащие акватории окраинных морей и океанов, часть выносится в океан реками и временными водотоками.

Вынос вулканами огромных масс ювенильного силикатного вещества сопровождается выносом значительных количеств летучих компонентов. Отношение между массами силикатных продуктов вулканических взрывов и массами газов, высвобождающихся из магмы в процессе этих взрывов, может

быть определено по формуле $E = 4 \cdot 10^7 mX\ (2X^{0,3} - 1)$, где E — энергия вулканических взрывов в эргах, m — масса образовавшегося ювенильного пирокластического материала в граммах, а X — весовой процент ювенильных газов, совершивших работу взрыва (Мархинин, 1967). Оценки, произведенные по приведенной формуле, показывают, что во время вулканических взрывов из магмы высвобождается газовых компонентов (главным образом

Объемы силикатного вещества, извергнутые при наиболее сильных извержениях вулканов островных дуг * и родственных им структур (1800—1976 гг.)

Вулкан	Местоположение	Год извержения	Объем, км³
Тамбора	Индонезия	1815	180 ***
Косеквина	Центральная Америка	1835	10,0
Кракатау	Индонезия	1883	18,0
Таравера	Новая Зеландия	1886	1,5
Бандайсан	Япония	1888	1,2
Сен-Марин	Центральная Америка	1902	5,4
Ксудач	Камчатка	1907	3,0
Катмаи	Аляска	1912	28,0
Севергина	Курильские острова	1933	1,5
Безымянный	Камчатка	1956—1961	3,0
Гунунг-Агунг	Индонезия	1963	1 0
Шевелуч	Камчатка	1964	1,2
Толбачик **	Камчатка	1975—1976	1,5

* Учтены только извержения с объемом извергнутого материала не менее 1 км³.
** Трещинное извержение у подножия вулкана Толбачик.
*** Средняя величина из оценок разных исследователей.

ювенильной воды) приблизительно 3—4% от веса магмы. Следовательно, $3 \times \times 10$ т ювенильного пирокластического материала, поставляемого в среднем за год вулканами Земли, соответствуют приблизительно 10^8 т ювенильной воды, высвобождающейся из магмы во время взрывов. Как показали расчеты, фумаролами и гидротермами ювенильная вода выносится, по-видимому, даже в большем количестве (Мархинин, 1967).

Естественно, что вследствие вулканических извержений в гидросферу поступает не только вода, но и множество других компонентов, причем как анионов, так и катионов. Главные анионы морской воды, такие, как Cl^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, F^-, B^-, являются в то же время главными составляющими вулканических газов. Основные катионы морской воды Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} поставляются, видимо, как гидротермами подводных и наземных вулканов, так и в результате выщелачивания вулканических пород, особенно пирокластики, столь обильной в обрамлении океанов.

К поразительным результатам привело изучение пеплов вулкана Тятя (о-в Кунашир, Курильские острова) извержения 1973 г. (Мархинин, 1974; Мархинин и др., 1975). Проведенные анализы показали наличие в пеплах ряда абиогенных органических соединений, в том числе углеводородов, альдегидов и аминокислот (всего более 100). Удалось выделить азотистые основания. Получены положительные реакции на первичные и вторичные нитро- и аминосоединения как с алифатической, так и с ароматической структурой. Среди аминокислот, в частности, идентифицированы аспарагиновая кислота, глютаминовая кислота, треонин, аланин. Установлено, что анализировавшиеся пробы содержали 0,04% органических соединений. Это значит, что общая

масса образовавшихся в пеплово-газовой вулканической туче органических соединений должна быть около 80 тыс. т, так как масса ювенильного пепла составила 200 млн. т. Как уже отмечалось, вулканы островных дуг и окраин континентов выбрасывают за год приблизительно 3×10^9 т вулканического пепла, 0,04% от этой величины составят около 1×10^6 т. Такова условная средняя годовая «производительность» вулканов по выработке органических соединений. Приблизительно треть этого количества приходится на углеводороды. Сейчас только начато их изучение, но полученные результаты уже позволяют выдвинуть новую гипотезу образования природных углеводородов: они могут образовываться в пеплово-газовых вулканических тучах во время извержения и вместе с пеплом поступать в бассейны осадконакопления.

Огромную геохимическую работу по выносу вещества в море совершают связанные с действующими вулканами океанов и океанического обрамления сольфатары и гидротермы. Тысячи тонн серной и соляной кислоты, выносимых сольфатарами и гидросольфатарами ежесуточно в море, совершают колоссальную работу по «разложению» пород. Об этом свидетельствует ежесуточный вынос гидросольфатарами сотен тонн железа и алюминия, что соответствует разложению десятков тысяч тонн вулканических пород.

Глава III

ОСАДКИ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНОВ

В учении об осадках и осадочных горных породах, образующихся на дне Мирового океана (его можно назвать «морской», или «океанской», литологией), важное место занимает петрографический аспект — описание вещественного состава, структур и текстур конкретных природных объектов — разных классов или типов осадков (пород) на основании изучения их в образцах. Петрографическая информация, соответствующим образом систематизированная и генетически осмысленная, служит (или во всяком случае призвана служить) фактической вещественной опорой не только для разработки теории океанского литогенеза, но также для различных специальных исследований осадков, будь то геохимические, минералогические, физико-механические, биостратиграфические или какие-либо иные. Пренебрегая этой петрографической опорой (к сожалению, так нередко бывает), исследователи абстрагируются от изучаемого ими природного объекта, что может привести к ошибкам в выводах и генетических построениях.

Описанию осадков придавали первостепенное значение еще классики морской геологии в момент зарождения этой науки. Мы имеем отличающиеся полнотой и тщательностью описания осадков в фундаментальном труде по результатам экспедиции «Челленджера» (Murray, Renard, 1891), не потерявшие своего значения до наших дней. Основные представления об океанских осадках, приведенные в этой работе, вошли в последующие десятилетия почти без изменений во все учебники и обобщающие исследования по петрографии осадочных пород. При этом канонизировались некоторые неточные или даже просто ошибочные положения, высказанные первоначально Мэрреем и Ренаром в гипотетической форме, чему немало способствовала господствовавшая долгое время (нередко отстаиваемая и по сей день) точка зрения об отсутствии океанских глубоководных отложений среди древних осадочных образований на континентах. В качестве примера можно привести многократно повторенное представление о «синих глинах» как об осадках сугубо батиальных, более мелководных по сравнению с абиссальными красными глинами. На самом деле, как уже давно надежно установлено, распространение серых терригенных глинистых илов («синих глин») в океане и их смена красными глинами не связаны с изменением глубины, а определяются ареалами разноса терригенного материала и содержанием органического вещества.

Описание осадков и их типизация занимали важное место в первых советских работах по морской геологии (Архангельский, Страхов, 1938; Страхов и др., 1954). С началом работ Института океанологии АН СССР на нис «Витязь» в 1949 г. наряду с успешным развитием генетического направления исследований осадков разрабатывалась и углублялась также методика объективного петрографического описания, в том числе полевого изучения осадков в морских экспедиционных условиях. Была развита предложенная Н. М. Страховым классификация осадков современных морских водоемов (Безруков, Лисицын, 1960), послужившая впоследствии основой как для описания осадков, так и для легенд литологических карт океанского дна (Безруков и др., 1961; Тихий океан..., 1970; Физико-географический атлас мира, 1964). В многочисленных публикациях приводилось описание выделенных

типов осадков, охватывающих практически весь их набор, встречающийся в современном океане.

Наряду с несомненными достоинствами в указанной классификации со временем обнаружились некоторые пробелы. Приоритет генетического подхода в ряде случаев отодвигал на второй план формально-петрографическое описание осадков. Возникали затруднения в практической работе над образцами, особенно при полевой документации. Введенные в классификацию строгие количественные критерии (гранулометрический состав, содержание $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн}$, Fe, Mn, P) не охватывали всех осадкообразующих компонентов. Не всегда выдерживался принцип преобладающего вещественно-генетического компонента, что вызвало справедливую критику (Крашенинников, 1968). Недостаточно уделялось внимания многокомпонентным («смешанным») осадкам, в которых нередко выделялся лишь один компонент (например, $CaCO_3$), тогда как другие оставались мало охарактеризованными. Названные пробелы удалось частично восполнить при составлении карты осадков, помещенной на «Геологической карте Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» (1973), которая, к сожалению, не сопровождалась обстоятельным описанием типов осадков.

Единые общепризнанные принципы описания и петрографической классификации океанских осадков не разработаны до сих пор и зарубежными исследователями. Предложено множество различных классификационных схем, из которых простые гранулометрические схемы Уэнтворта и особенно Ф. Шепарда получили наибольшее распространение. При подразделении осадков на вещественно-генетические типы в основном сохранялись принципы классификации Мэррея и Ренара, иногда в сочетании с понятиями, взятыми из петрографии осадочных пород.

В практике документации кернов глубоководного бурения на б/с «Гломар Челленджер» применялись различные схемы классификации осадков. Все они имели формально-петрографический характер и базировались на выделении типов осадков по соотношениям набора осадкообразующих компонентов, определяемых полуколичественно в мазках под микроскопом, а частично — химически ($CaCO_3$). При этом не удалось избежать таких недостатков, как некоторое перекрытие одними классами других (осадки могут одновременно попасть в два или больше параллельных типов) и выделение основных типов по компонентам, количественно подчиненным неучтенным.

В настоящей главе ставится цель изложить современное представление о составе, структурах, текстурах и генезисе главных, наиболее распространенных типов океанских осадков и осадочных горных пород, которые в совокупности составляют подавляющую часть осадочного покрова на дне океанов. При этом не делается попытки разработать новую классификацию осадков, хотя автор считает такую задачу назревшей. При выделении классов и типов осадков мы исходили из уже существующих схем, имея в виду (в значительной мере) практические удобства. Очевидно, на практике хорошо «работает» такая схема классификации, в которой определение принадлежности данного объекта (конкретного осадка) к самой крупной таксономической единице наиболее достоверно и однозначно, по мере же перехода к более дробным подразделениям могут быть применены все менее однозначные признаки. Этому требованию лучше всего отвечает принцип явного доминирования одного, притом легко диагностируемого осадочного компонента при выделении классов первого порядка.

В основу выделения классов и типов осадков поэтому и положен принцип абсолютно преобладающего литологического компонента. В качестве таких компонентов могут выступать различные составляющие осадка — минералы или их комплексы, химические элементы или соединения, биогенные частицы, принадлежащие к определенным систематическим группам организмов,

структурные категории. Выбор того или иного из них в качестве основного диктуется генетической природой осадочных образований, а также практическими соображениями и в известной мере традициями петрографии осадочных пород. Важно подчеркнуть, что понятие осадкообразующего литологического компонента практически ценно лишь при условии, что он может быть однозначно диагностирован и количественно (или хотя бы полуколичественно) определен в составе осадка (табл. 1).

Количественным критерием для выделения основных однокомпонентных («чистых») классов и типов осадков служит ниже, как правило, 70% содержания одного из компонентов. Если ни один из компонентов не содержится в таком количестве, осадки относятся к многокомпонентным («смешанным»). В последних устойчивые закономерные двухкомпонентные «смеси» могут рассматриваться и как самостоятельные литологические компоненты, для которых тогда приемлем критерий 70%. Например, сочетание глинистого и карбонатного материала в примерно равных количествах суть мергельный компонент, а осадок, сложенный им более чем на 70% — мергельный.

Ниже описываются прежде всего четыре основных класса осадков, соответствующие обычно выделяемым в петрографии осадочных пород: обломочный, глинистый, известковый (карбонатный) и кремнистый. Осадкообразующими литологическими компонентами в них служат соответственно обломочные силикатные и алюмосиликатные частицы размером крупнее 0,01 мм (или 0,005 мм); тонкодисперсное (менее 0,01 мм или 0,005 мм) силикатное и алюмосиликатное «глинистое» вещество; карбонат кальция; аморфный (опаловый) кремнезем. В группе «смешанных» осадков описываются их наиболее важные сочетания. Кроме того, отдельно выделены некоторые специфические типы осадков, в которых определяющим (типоморфным) компонентом служат определенные, генетически важные, хотя и количественно подчиненные составляющие: окислы Fe, Mn, глауконит и др. Генетически глинистые и обломочные осадки могут быть объединены в категорию литогенных, т. е. образованных из твердой фазы продуктов разрушения пород литосферы. Кремнистые и известковые осадки объединяются в генетическую группу биогенных, твердое осадочное вещество которых продуцируется в результате жизнедеятельности организмов.

Описание типов осадков основывается на многочисленных работах по осадкам разных регионов Мирового океана как советских, так и зарубежных, на первичных данных полевых и лабораторных исследований, накопившихся у автора и его коллег в отделе геологии океана Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР за более чем 20 лет работы над литологией океанских осадков под руководством П. Л. Безрукова.

§ 1. ОБЛОМОЧНЫЕ ОСАДКИ И ПОРОДЫ

Обломочные осадки (породы) представляют собой четко обособленную по составу, структуре и физическим свойствам группу, выделяемую в качестве самостоятельной единицы в большинстве классификаций осадочных пород (Рухин, 1953; Страхов, 1954; Швецов, 1958, 1973; и др.) независимо от того, на каких принципах эти классификации построены. В классификации морских осадков П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960) эта группа также нашла свое место, но, будучи соподчиненной более крупным генетическим категориям, вошла как в терригенную, так и в вулканогенную группу. Исходя из поставленных в данной главе задач, представляется целесообразным сохранить целостность категории обломочных осадков, производя ее подразделение по генезису осадкообразующих частиц и механизму их осаждения.

К обломочным отнесены океанские осадки (породы), состоящие более чем на 70% из обломочного материала, т. е. обломочных продуктов разру-

Таблица 1. Схема классификации нелитифицированных океанских осадков по основным литологическим компонентам

Класс, тип осадков	Типоморфный литологический компонент	Характерная структура	
		по гранулометрии	по форме и структуре зерен
I. Однокомпонентные («чистые») осадки			
Обломочные (литогенные):	Обломочные, преимущественно силикатные и алюмосиликатные частицы крупнее 0,01 мм	Грубообломочная, песчаная, алевритовая (пелита <30%)	Обломочная, окатанная или неокатанная
а) терригенные	терригенные минералы, обломки пород	то же, чаще сортированные	окатанная или неокатанная
б) вулканокластические	тефра — витрокластическая, литокластическая, кристаллокластическая	то же, несортированные	неокатанная
в) вулканотерригенные	продукты размыва вулканитов, переотложенная тефра	то же, чаще сортированные	окатанная или неокатанная
г) эдафогенные	продукты дробления пород дна, размыва древних осадков и вулканитов	то же, чаще несортированные	неокатанная
Глинистые (гемипелагические и пелагические):	Водно-алюмосиликатный — глинистые и тонкодисперсные обломочные минералы, аморфные вещества	Пелитовая (пелита >70%), преобладают фракции <0,005 мм	Микрочешуйчатая, скрытокристаллическая, микрообломочная
а) гидрослюдистые	в кристаллической фазе преобладает гидрослюда	то же	микрочешуйчатая с микрообломочной
б) монтмориллонитовые	в кристаллической фазе преобладает монтмориллонит	»	часто слабо окристаллизованная, микрочешуйчатая
в) полимиктовые	гидрослюда, монтмориллонит, а также хлорит, каолинит (без явного преобладания одного минерала)	»	микрочешуйчатая
Известковые (биогенные):	$CaCO_3$ биогенный (кальцит, арагонит, магнезиальный кальцит)	Массивная, грубообломочная, песчаная, алевритовая, пелитовая	Биоморфная, детритовая, пелитоморфная
а) планктоногенные (кокколитовые, фораминиферовые, птероподовые)	кальцитовые раковины фораминифер, кокколиты, их фрагменты; арагонитовые раковины птеропод, их фрагменты	песчаная, алевритовая, пелитовая, обычно несортированная	биоморфная, микродетритовая (фораминиферовая, кокколитовая, птероподовая)
б) бентогенные (кораллово-водорослевые, ракушечные, мшанковые и др.)	кальцитовые, арагонитовые, магнезиально-кальцитовые скелетные остатки донных организмов и их фрагменты	массивная, грубообломочная, песчаная, алевритовая	биоморфная, детритовая
Кремнистые (биогенные):	SiO_2 аморфный (опал), биогенный; валового кремнезема (кроме кварцевого) >70%	Пелитовая, алевритовая, песчаная	Биоморфная, детритовая
а) планктоногенные (диатомовые)	опаловые панцири диатомей и их фрагменты	пелитовая, алевритово-пелитовая	биоморфная, микродетритовая (диатомовая)
б) бентогенные (кремнево-губковые)	опаловые спикулы, микросклеры и фрагменты скелетов губок	песчаная, алевритовая	спикуловая
II. Многокомпонентные («смешанные») осадки			
Обломочно-глинистые: а) терригенные	Терригенный обломочный + глинистый материал	Несортированная алевритово-пелитовая, песчано-пелитовая, пелитово-алевритовая и т.д. (пелита 30—70%)	Обломочно-глинистая

Таблица 1 (окончание)

Класс, тип осадков	Типоморфный литологический компонент	Характерная структура	
		по гранулометрии	по форме и структуре зерен
Туффитовые (осадочно-вулканогенные):	Вулканокластический + осадочный	Разнообразная, несортированная (фракций крупнее 0,01 мм >30%)	Обломочная витрокластическая, литокластическая, кристаллокластическая в сочетании с осадочными
а) глинисто-туффитовые	вулканокластический + глинистый	алевритово-пелитовая, песчано-алевритово-пелитовая (пелита 30—70%)	обломочно-глинистая
б) известково-туффитовые (биогенно-вулканогенные):	вулканокластический + биогенный известковый	разнообразная несортированная	биоморфная или детритовая в сочетании с вулканокластической
планктоногенно-туффитовые	планктоногенный $CaCO_3$ (кокколитово-фораминиферовый)	алевритовая, песчано-алевритовая, алевритово-пелитовая	То же
бентогенно-туффитовые	бентогенный $CaCO_3$ (коралловово-водорослевый, ракушечный)	песчаная, грубообломочная	»
в) мергельно-туффитовые (биогенно-терригенно-вулканогенные)	$CaCO_3$ биогенный + глинистый + вулканокластический материал	чаще алевритово-пелитовая или пелитово-алевритовая, несортированная	биоморфная или детритовая в сочетании с вулканокластической и глинистой
г) кремнисто-глинисто-туффитовые (биогенно-терригенно-вулканогенные)	биогенный опал + глинистый + вулканокластический материал	чаще алевритово-пелитовая несортированная	биоморфная, детритовая (диатомовая радиоляриевая) в сочетании с вулканокластической и глинистой
Мергельные (биогенно-терригенные):	$CaCO_3$ биогенный (планктоногенный) + глинистый материал	Пелитовая, алевритово-пелитовая	Биоморфная, детритовая (кокколито-фораминиферовая) в сочетании с глинистой
а) гемипелагические	глина гемипелагическая + $CaCO_3$	то же	то же
б) пелагические	глина пелагическая + $CaCO_3$	»	то же со следами растворения биогенных частиц
Кремнисто-глинистые (биогенно-терригенные):	SiO_2 аморфный (опал) биогенный + глинистый материал	Пелитовая, алевритово-пелитовая	Биоморфная, детритовая в сочетании с глинистой
а) диатомовые (гемипелагические и пелагические)	преобладают диатомеи	то же	диатомовая
б) радиоляриевые (преимущественно пелагические)	преобладают радиолярии	пелитовая, алевритово-пелитовая	радиоляриевая
Кремнево-губковые (кремнисто-глинистые, кремнисто-обломочные)	Спикулы губок	Пелитово-алевритовая, пелитово-песчаная	Спикуловая

шения горных пород суши (терригенного) или коренных пород дна (эдафогенного), вулканокластического материала или продуктов его переотложения. Обломочный материал имеет преимущественно алюмосиликатный или силикатный состав. Мы почти не знаем в океане обломочных осадков, сложенных обломками несиликатных пород.

В генетическом смысле всю группу обломочных (кластогенных) осадков объединяет то, что минеральные частицы в их составе полностью сформировались еще до начала данного цикла осадкообразования, т. е. по выражению Л. Б. Рухина (1953), являются «унаследованными». В процессах седиментогенеза (от стадии мобилизации осадочного материала до его фиксации в осадке), а в значительной мере также в диагенезе обломочные минералы и их агрегаты принимают участие как готовые, практически не меняющиеся (физико-химически «инертные») твердые частицы. Их транспортировка и осаждение целиком подчинено процессам механической седиментации.

Обломочные отложения подразделяются по происхождению обломочного материала и его минеральному составу на три главные генетические подгруппы: терригенную, вулканогенную и эдафогенную, с рядом промежуточных разностей. Каждая из этих подгрупп, которые рассмотрены ниже отдельно, может быть подразделена в свою очередь по структурным признакам и минеральному составу. Общим для всех трех групп является деление по гранулометрическому составу.

Из различных способов выражения гранулометрического состава обломочных образований наиболее наглядным и удобным при практической работе является принцип преобладающей фракции, использованный в классификации Института океанологии (Безруков, Лисицын, 1960). В данной главе он использован в несколько измененном виде: основные («чистые») гранулометрические типы предлагается выделять по содержанию более 70% одного из трех гранулометрических компонентов — грубообломочного (более 1 мм), песчаного (0,1—1 мм), алевритового (0,01—0,1 мм). Если ни один из компонентов не достигает 70%, то мы имеем гранулометрически смешанный (двух- или трехкомпонентный) осадок. Следует, однако, подчеркнуть, что обломочная природа частиц даже при обычных оптических исследованиях уверенно опознается до размера по крайней мере 5 мкм. Лишь в более мелком материале содержание глинистых минералов и их чешуйчатая структура становятся существенными. Поэтому применяемые в зарубежной практике шкалы, по которым к пелитовой (глинистой) фракции относят лишь материал мельче 4 мкм, а фракция 4—62 мкм считается сильтом, вероятно, ближе соответствуют вещественной природе осадков, а также гидравлическим свойствам частиц. Ниже, где это необходимо, параллельно с десятичной мы используем иногда и эту шкалу, выделяя наряду с мелкоалевритовой фракцию мелкого сильта (0,005—0,01 мм).

1.1. Терригенные обломочные осадки и породы

К терригенным относятся обломочные осадки, образовавшиеся из продуктов размыва суши — континентов или островов. По распространенности терригенные обломочные осадки занимают сравнительно скромное место среди других типов океанских осадков. Это можно объяснить ограниченностью путей транспортировки обломочного материала из-за высоких скоростей его оседания в воде (существенное значение имеет только придонный перенос — волновой, придонными течениями, суспензионными потоками), а также ограниченностью условий для концентрирования обломочного материала. По своим гидравлическим свойствам легко поддаются сортировке в движущейся воде только частицы крупнее 50 мкм, более мелкие с трудом отделяются от глинистого материала и осаждаются, как правило, вместе с ним, образуя обломочно-глинистые осадки. Подвижность вод достаточно высока для освобождения песчано-алевритового материала от глинистого в береговой зоне активного действия волн, где и происходит основной акт механической дифференциации терригенного материала.

Важнейшая область распространения терригенных обломочных осадков — современные шельфы, где они накапливаются в условиях активного воздействия на дно волнения, главным образом в аккумулятивных телах береговой зоны. Широко распространены они также на внешних шельфах. Вторая область накопления терригенных обломочных отложений в океане — это континентальное подножие и абиссальные аккумулятивные равнины, где обломочные осадки входят в состав турбидитов.

Грубообломочные терригенные отложения имеют в океане незначительное распространение как по массе, так и по покрываемым ими площадям. Наиболее существенные площади заняты ими на шельфах высоких широт, где наряду с волновыми накоплениями в береговых валах, пляжах и т. д. встречаются обширные галечниковые поля на глубинах до 50 м, а иногда и более. По происхождению последние — в основном реликтовые прибрежные образования, сохранившиеся от более низкого стояния уровня моря, а частично ледово-морские отложения. Как в береговой зоне, так и на шельфе распространены хорошо окатанные галечные, реже гравийные отложения. Окатывание обломков пород происходило в основном в волноприбойной зоне, а в некоторых случаях унаследовано от аллювия. Петрографический состав обломков в разных районах различный и зависит от состава пород питающей провинции. Встречаются как полипетрогенные, так и монопетрогенные или олигопетрогенные галечники. В качестве второстепенных компонентов обычны терригенные песчаные зерна, обломки раковин моллюсков, а также мшанок, кораллов, усоногих ракообразных. Для реликтовых и резидуальных галечных накоплений, в которых галька лежит на дне неподвижно в отличие от активно передвигаемой прибрежной, характерно обрастание обломков эпифауной (серпулидами, балянусами, кораллами, гидроидами, мшанками).

Шельфовые галечники представляют собой современные аналоги базальных конгломератов трансгрессивных серий. Сходные породы обнаружены в скважинах, пробуренных б/с «Гломар Челленджер» на континентальных окраинах. Например, в Атлантическом океане на склоне плато Роколл (скв. 404, рейс 48) под отложениями континентального склона были пройдены литоральные конгломераты эоцена — палеоцена (Montadert e. a., 1976).

Локально на участках дна, подверженных воздействию интенсивных придонных течений,— в проливах, на вершинах подводных возвышенностей — встречаются гравийно-галечные ледово-морские отложения. Они отличаются обычно пестрым полипетрогенным составом и хорошей окатанностью, что объясняется захватом льдами прибрежной гальки. Часто они покрыты фауной обрастания. С материковым оледенением связано образование айсберговых грубообломочных отложений, в чистом виде также встречающихся только в локальных участках, где дно омывается течениями. Айсберговые грубообломочные отложения отличаются отсутствием окатанности и сортировки, полипетрогенным составом (Лисицын, 1961а, б).

Пески и крупные алевриты (более 70% фракций 0,05—1 мм, представленных терригенным материалом) — наиболее широко распространенный тип терригенных обломочных осадков океана: покрывают значительные площади на современных шельфах, встречаются на верхних частях континентальных склонов, в каньонах, проливах и образуют базальные слои ритмов в ритмично-слоистых толщах турбидитов абиссальных равнин.

Терригенные пески и крупные алевриты, а также их литифицированные разности (песчаники, алевролиты) встречены во многих скважинах глубоководного бурения среди отложений различного возраста (от меловых до плейстоценовых). В большинстве случаев это прослои в толщах глубоководных турбидитов континентальных окраин и абиссальных равнин, а также тонкослоистые пачки отложений придонных течений (*контуриты*), формировавшиеся на континентальных склонах.

Из минеральных типов в современном океане распространены грауваккковые, полимиктовые и олигомиктовые кварцевые пески. Настоящие аркозы, а также мономиктовые кварцевые пески редки или отсутствуют. В планетарном масштабе распределение этих типов подчиняется определенным закономерностям. Грауваккковые и полимиктовые пески развиты на окраинах Тихого океана (Петелин, Алексина, 1970), обрамленного молодыми складчатыми горными системами, в которых обнажаются и подвергаются интенсивной механической денудации преимущественно породы основного состава с низким содержанием кварца. Олигомиктовые кварцевые пески и алевриты характерны для примыкающих к древним платформам побережьям Атлантического и Индийского океанов.

Те же закономерности наблюдаются в древних песках и алевритах, вскрытых скважинами б/с «Гломар Челленджер». Примерами олигомиктовых полевошпатово-кварцевых песков могут служить плиоцен-плейстоценовые турбидиты абиссальной равнины Сом в северной части Североамериканской котловины Атлантического океана (скв. 382 и 383) (Tucholke, Vogt e. a., 1978). В их составе преобладает кварц (59—70%) и полевые шпаты (15—25%), а среди последних резко доминируют кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Характерными минералами тяжелой фракции являются роговая обманка, пироксены, гранат, эпидот, встречаются сфен, апатит, циркон, ставролит, турмалин. Питающей провинцией служат Североамериканская платформа и Канадский щит.

Полимиктовые песчаники и алевролиты мелового возраста описаны на тихоокеанской континентальной окраине Антарктиды в 35-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» (Bogdanov e. a., 1976; Hollister, Craddock e. a., 1976). Примером грауваккковых песков и алевритов могут служить плиоцен-плейстоценовые турбидиты на склоне Японских островов, пробуренные в 31-м рейсе (Karig, Ingle e. a., 1975), состоящие на 60—93% из обломков пород.

Структурно-текстурные особенности песков и крупных алевритов отражают особенности динамики их накопления. Окатанность песчаных зерен возникает в морской среде почти исключительно в прибрежной зоне активного многократного перемывания осадка волнами. Но признаки окатывания наблюдаются также в песках континентального склона и в глубоководных турбидитах, что указывает на прибрежное происхождение слагающего их обломочного материала. Сортировка песков также наиболее совершенна в прибрежной зоне. Хорошо сортированные пески встречаются нередко и на внешнем шельфе, на дне глубоких проливов, на континентальном склоне. По-видимому, сортировать песок и крупный алеврит способны не только волны, но и придонные течения. В турбидитах сортировка совершена послойно, но средние гранулометрические анализы даже небольших по мощности пачек слойков показывают слабую сортировку, нередка бимодальность гранулометрических спектров.

В морских песках описаны многочисленные варианты слоистых (слойчатых) текстур, для рассмотрения которых здесь нет места. Укажем лишь на некоторые примеры, характерные для глубоководных обломочных осадков. К таким прежде всего следует отнести текстуры турбидитов — градационно-слоистую (graded bedding) и микрослойчатую. Согласно детально разработанной систематике Баума (Bouma, 1962; Bouma, Hollister, 1973), первая из них свойственна базальным слоям турбидитных ритмов (слой «a»), вторая залегает над ним (слой «b»). Помимо горизонтальной, в слое «b» нередко наблюдается косая и перекрещивающаяся микрослойчатость, наклоненная под углами до 45°. Тонкая параллельная микрослойчатость, по-видимому, может возникнуть и без участия суспензионных потоков под действием пульсирующих придонных «контурных» течений. Именно так, например, можно объяснить происхождение пачки тонкослойчатых песчаников и алевролитов,

вскрытой на континентальном склоне Антарктики в 35-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» (Hollister, Craddock e. a., 1976). Текстуры, характеризующие граувакковые турбидиты, контуриты и отложения кластических потоков (debrites), изучены на примере данных 31-го рейса б/с «Гломар Челленджер» (Bouma, Pleuneke, 1975; Bouma, 1975a, b). Специфические косослоистые текстуры характеризуют знаки ряби, созданные интенсивными придонными течениями, широко распространенные на различных, в том числе абиссальных глубинах.

Мелкие алевриты, сильты. Терригенные осадки, содержащие более 70% фракции 10—50 мкм (чистые мелкие алевриты), в океане очень редки, и их возникновение маловероятно в силу трудности отделения этой фракции от пелитовой. Редки также алевриты, содержащие более 70% фракции 10—100 мкм с преобладанием мелкоалевритовой фракции над крупноалевритовой. Самостоятельное значение как тип осадка имеют, по-видимому, сильты, выделенные по шкале, принятой в зарубежной практике,— осадки, содержащие более 70% терригенной фракции 5—50 (или 4—62) мкм, т. е. охватывающие более широкий гранулометрический интервал. В советских исследованиях этот тип осадка (и породы) до сих пор не выделялся. По литературным данным можно заключить, что чистые сильты, содержащие до 80—90% фракции 4—62 мкм и сложенные обломочными минералами, встречаются в терригенных дистальных турбидитах абиссальных равнин, где их слои чередуются с алевритово-глинистыми и глинистыми илами, а также с прослоями крупных алевритов и песков. Полевошпатово-кварцевые сильты обнаружены, например, в толще палеогеновых терригенных турбидитов на краю абиссальной равнины залива Аляска (скв. 183, Creager, Scholl e. a., 1973), в плиоценовых турбидитах котловины Шикоку у подножья склона Японских островов (скв. 297) и в раннеплейстоценовых турбидитах Японского моря (скв. 299, 301, Karig, Ingle e. a., 1975). Местами чистые сильты наблюдались на современных шельфах.

Образование таких наиболее тонких обломочных осадков можно объяснить дальним переносом сильта суспензионными потоками и осаждением его из малоподвижной суспензии, уже освобожденной от более крупных частиц, осевших ранее. Вероятно, необходимо длительное возвратно-поступательное движение суспензии над почти горизонтальным дном, на что может, в частности, указать нередко наблюдаемая тонкая микрослойчатость сильтов.

1.2. Вулканогенные обломочные отложения

К океанским вулканогенным обломочным, или вулканокластическим, отложениям относятся осадки и породы, сложенные обломочными продуктами вулканических извержений, осевшими на дно непосредственно в ходе вулканической деятельности. Если вулканокластический материал предварительно накопился на суше в виде туфовых толщ, а затем был снесен в океан в результате их размыва, то из него образуются вулканотерригенные осадки, рассмотренные в следующем разделе. Если вулканиты подводных извержений подвергаются размыву в субаквальных условиях, то образованные из продуктов такого размыва осадки должны быть отнесены не к вулканогенным, а к вулкано-эдафогенным.

Не переработанный экзогенными агентами транспортировки рыхлый вулканокластический материал принято именовать объединяющим термином «тефра». Соответственно «первичные» вулканокластические осадки океанов можно назвать тефровыми или просто тефрой. Для подвергшейся переработке экзогенными факторами (окатыванию) тефры Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворовой (1970) предложен термин «тефроид». Следует, однако, иметь в виду, что различие между морскими тефроидами и вулканотерригенными

осадками недостаточно четкое. Отсутствуют однозначные петрографические критерии их распознавания, а к тому же в вулканических областях оба типа нередко тесно переплетены или смешаны, так что различить их практически невозможно, даже непосредственно наблюдая современный процесс осадкообразования.

В океане встречаются вулканокластические (тефровые) отложения, генетически связанные как с надводным, так и с подводным вулканизмом, включая вулканизм андезитового пояса активных континентальных окраин и вулканические извержения в самом океане — во внутриокеанском подвижном поясе (срединных хребтах) и на ложе океана. Ниже мы рассмотрим лишь некоторые важнейшие типы вулканокластических отложений из этого широкого набора вариантов, а именно: тефровые накопления в районах островных дуг, прослои витрокластической тефры в океане и гиалокластиты.

Современные подводные отложения тефры имеют на поверхности горных сооружений островных дуг меньшее распространение, чем этого можно было ожидать, исходя из чрезвычайно высокой активности и эксплозивного характера вулканизма андезитового пояса. По площадям распространения они явно уступают вулканотерригенным осадкам, тефроидам и различного рода туффитовым образованиям. По-видимому, это можно объяснить очень высокой гидродинамической активностью вод в районах островных архипелагов, благодаря чему свежевышавшая тефра быстро перерабатывается в тефроид, а в значительной степени рассеивается и смешивается с другими типами осадков, особенно с вулканотерригенными (Мурдмаа, 1961; Мурдмаа, Петелин, Скорнякова, 1970).

Непереработанная тефра встречается главным образом на склонах одиночных островов-вулканов и у их подножий, где подвижность придонных вод сравнительно невысокая. В этих условиях, например в районе охотоморского склона Курильской гряды, обнаружены плохо отсортированные песчано-алевритовые осадки, сложенные преимущественно литокластическим пеплом и шлаком с подчиненным количеством неокатанных зерен плагиоклаза, авгита, гиперстена и титаномагнетита, в сочетаниях, соответствующих составу вулканитов андезитового ряда. Нередко зерна минералов окружены «рубашками» из вулканического стекла (Мурдмаа, 1961).

Преимущественно витрокластическая тонкая (алевритовая до алевритово-пелитовой) тефра покрывает западный склон внутренней вулканической дуги архипелага Тонга в районе вулкана Метис, где она была прослежена (непосредственно после извержения 1967 г.) в глубь моря Фиджи до первых сотен километров. Далее тефра фациально сменяется известковыми туффитами. Отмечаются признаки механической дифференциации тефры: по мере удаления от вулкана она становится тоньше, содержит меньше тяжелых минералов (Мурдмаа и др., 1969). Обломки бесцветного кислого (липаритового) стекла, слагающие осадки, имеют причудливо изогнутые формы и напоминают раздробленную пемзу. В значительном количестве присутствуют обломки (вплоть до крупных глыб) светло-серой пемзы. Кристаллокластическая составляющая представлена основным плагиоклазом, гиперстеном, авгитом и титаномагнетитом. Зерна минералов неокатанные, обычно имеют «рубашки» из пузыристого стекла.

Вблизи активных вулканов Малайского архипелага (например, у гряды Салихэ в море Сулавеси) среди глинистых осадков встречаются песчано-алевритовые вулканокластические слои, сложенные преимущественно кристаллокластическим материалом с преобладанием основного плагиоклаза идиоморфного габитуса, с подчиненным количеством литокластов, пироксенов, роговой обманки. Многие зерна несут «рубашки» из стекла. Сходные осадки встречаются на склонах глубоководных желобов: Курило-Камчатского (Мурдмаа, Безруков, Богданов, 1970), Яванского, Тонга, Японского.

Как правило, они отличаются слабой сортировкой, неокатанностью зерен, но нередко наблюдаются признаки градационной слоистости, указывающей на переотложение тефры суспензионными потоками. Иногда отмечается обогащенность тяжелыми минералами (пироксенами). Такие осадки образуют генетический тип тефро-турбидитов. В их формировании переотложение в водной среде играет уже существенную роль, а обломочный материал (по крайней мере частично) имеет вулканотерригенную природу.

На вершинах подводных вулканических гор, а также в проливах и на островных склонах в пределах горных сооружений островных дуг встречаются скопления грубообломочной тефры — неокатанных обломков (вплоть до крупных глыб) шлака, пемзы, реже плотных эффузивных пород — андезитов, дацитов, андезито-базальтов. Среди обломков неправильной формы попадаются типичные лапилли и вулканические бомбы. Подобные отложения представляют собой, по-видимому, грубый остаток перемытой течениями тефры, откуда весь более мелкий пепловый материал вынесен.

О мощностях и суммарных массах морских тефровых отложений известно пока очень мало. Представляя себе мощные эксплозивные извержения в непосредственной близости от берегов островов, можно предположить, что за короткие сроки (в геологическом смысле мгновенно) на островные склоны должны выбрасываться огромные массы относительно грубого вулканокластического материала. В последующий за извержением период верхний слой тефры быстро перерабатывается движущейся водой — сортируется, окатывается, т. е. превращается в тефроид. Образование тефроидного покрова происходит в условиях высокой подвижности вод очень быстро. Так, например, свежая пемзовая тефра вулкана Метис оказалась отсортированной не только гранулометрически, но и по удельным весам минералов уже за месяц после извержения (Мурдмаа и др., 1969). Иногда слой тефроида (гравия, гальки) мощностью в десятки сантиметров возникает из вулканического пепла и лавовых глыб за несколько месяцев после извержения, а за десятилетия могут накопиться толщи окатанных тефроидов мощностью в десятки метров (Малеев, 1974).

Морские вулканокластические отложения андезитового пояса вскрыты несколькими скважинами б/с «Гломар Челленджер» в окраинных морях Тихого океана. Значительные мощности имеют олигоценовые и миоценовые витрокластические тефры в Филиппинском море (Fischer, Heezen e. a., 1971; Karig, Ingle e. a., 1975).

Особую разновидность вулканокластических отложений представляют так называемые «пепловые прослои» — маломощные (от миллиметровых до первых десятков сантиметров) прослои витрокластической алевритовой тефры в глубоководных осадках — гемипелагических или пелагических глинах, глинисто-кремнистых и карбонатных осадках. Такие прослои встречаются на огромных пространствах периферии ложа Тихого океана и в его окраинных морях, в восточной части Индийского океана, в Средиземном море. Описания их приведены в работах Нинковича с соавторами (Ninkovich e. a., 1964, 1965; Ninkovich, Heezen, 1966), Найуду (Nayudu, 1965), Хорна и др. (Horn e. a., 1969), М. А. Репечка (1972), Мурдмаа, Петелина, Скорняковой (1970), Свальнова и др. (1976). От вмещающих осадков прослои тефры отделены всегда резким нижним, а часто также верхним контактами. Нередко наблюдается хорошо выраженная градационная текстура, описаны случаи тонкой микрослойчатости, наличия в основании прослоев примеси крупных раковин фораминифер. Эти текстурные признаки указывают как будто на турбидитную природу прослоев. По гранулометрическому составу большинство прослоев алевритовые, встречаются в том числе и отсортированные мелкоалевритовые и сильтовые разности с преобладанием фракции 0,05—0,01 или 0,05—0,005 мм. Прослои сложены почти нацело бесцветным (гораздо

реже бурым, зеленым или черным) вулканическим стеклом оскольчатого или причудливо изогнутого габитуса. По структуре среди бесцветных выделяются крупнопористые (прозрачные) и мелкопористые (серые) стекла, среди последних распространены разности с параллельными канальцами, названные В. П. Петелиным (Петелин, Алексина, 1970) «псевдоволокнистыми». Кристаллокластическая составляющая, обычно незначительная, варьирует по составу. Чаще всего встречаются плагиоклаз, пироксены (особенно гиперстен), роговая обманка, титаномагнетит. Нередки разности с кварцем, а также с биотитом, цирконом, апатитом. По химическому составу выделяются липаритовые, дацитовые, андезитовые, а также трахилипаритовые, трахидацитовые и трахитовые разности.

Большинство исследователей связывают образование описываемых тефровых прослоев с субаэральным вулканизмом андезитового пояса, хотя мнения о способах транспортировки и механизме осаждения расходятся. Многие особенности прослоев, в том числе значительная мощность на расстояниях до 1—2 тыс. км от активных вулканов островных дуг, отсутствие зависимости гранулометрического состава и мощностей от расстояний, часто наблюдаемая локализация их в удаленных районах открытого океана, субщелочной или даже трахитовый состав некоторых прослоев, не характерный для современного дугового вулканизма,— все это как будто противоречит предположению о формировании прослоев за счет пеплопадов.

Была сделана попытка объяснить тефровые прослои подводным вулканизмом (Репечка, 1972), но эта точка зрения сталкивается с еще большими трудностями, особенно когда требуется выяснить происхождение огромных глубоководных ареалов распространения прослоев тефры, явно тяготеющих к андезитовому поясу субаэрального вулканизма. Нам представляется, что тефровые прослои могут образоваться путем разноса вулканокластического материала в виде плавающей пемзы, выброшенной гигантскими пемзовыми извержениями, происходившими в андезитовом поясе в раннем и среднем плейстоцене. Следует учесть, что в ряде случаев наиболее удаленные от островных дуг тефровые прослои имеют именно такой возраст. На связь тонкой тефры с пемзой указывает близкое сходство их минерального и химического состава в одних и тех же районах (Свальнов и др., 1976). По-видимому, определенную роль в концентрации тефры в прослоях играют суспензионные потоки.

Совершенно иной облик имеют вулканокластические отложения подводных извержений ложа океана. Наиболее широко распространены здесь гиалокластиты, сложенные в основном гиаломеланом, обычно палагонитизированным. Встречены различные структурные и текстурные типы этих отложений. Описаны глобулярные брекчии, вероятно прижерловых фаций извержений центрального типа, слоистые гиалокластиты с алевритовым размером осколков и др. (Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа и др., 1972). Эта группа отложений, которые можно объединить под общим названием «гиалокластиты», еще теснее, чем описанные субаэрально-морские вулканокластические отложения, связана с вулканическими процессами. Влияние осадочного процесса выражено здесь не в создании особых петрографических или генетических типов пород, а главным образом во вторичных гальмиролитических преобразованиях вулканитов и в дальнейшем переотложении продуктов их перерождения.

1.3. Вулканотерригенные обломочные осадки

Под термином «вулканотерригенные» понимаются обломочные осадки (породы), образовавшиеся из продуктов размыва вулканических пород субаэральных извержений, в геологическом смысле синхронных осадкообразова-

нию (Решение семинара, 1970). Поскольку рыхлые и даже спекшиеся туфы подвергаются механической денудации несравненно легче, чем монолитные лавы, можно с уверенностью считать, что именно вулканокластические отложения служат главным источником вулканотерригенного материала, поступающего в моря и океаны из вулканических областей. Процессы мобилизации этого материала на суше, смыва и осаждения в водоеме принципиально ничем не отличаются от образования терригенных обломочных осадков. Поэтому вулканотерригенные отложения образуют в океане под действием волн, течений, суспензионных потоков те же структурные разности и генетические типы, что и терригенные. Наиболее существенно отличается минеральный состав, у вулканотерригенных осадков полностью контролируемый составом исходных вулканитов, в первую очередь вулканокластических продуктов. Особенности состава исходного обломочного материала отражаются и на процессах механической седиментации: большое различие удельных весов и устойчивости к истиранию между наиболее легкими малопрочными (пористый пепел, пемза) и тяжелыми устойчивыми (пироксены, титаномагнетит) способствует сортировке зерен по минеральному составу (естественному шлихованию). Главная же специфика формирования вулканотерригенных отложений заключается в том, что при вулканических извержениях из их продуктов создаются мгновенно формы рельефа, геоморфологически неравновесные, юные, подвергающиеся особенно интенсивной эрозии и абразии. Поэтому массы исходного обломочного вулканотерригенного материала, поступающие в водоем, при одинаковых физико-географических условиях больше, чем терригенного, а влияние климатических факторов химического выветривания меньше.

Вулканотерригенные осадки возникают вблизи молодых вулканов (действующих или потухших) как андезитового пояса, так и внутриокеанских. В силу меньшей эксплозивности последних, а также отсутствия у океанских островов широких шельфов распространение их здесь весьма ограниченное. Значение имеют, по-видимому, только прибрежные аккумулятивные тела (пляжи, иногда косы, валы, развитые далеко не у всех берегов), а также отложения верхней части островных склонов, близко подходящих к приглубым абразионным берегам. Примерами могут служить шлаковые или отшлихованные оливиновые пляжевые пески Гавайских островов, галечные накопления обломков базальта у берегов Исландии, неотсортированные песчано-алевритовые осадки на склоне о-ва Тутуила (Восточное Самоа), состоящие из обломков базальта, основного плагиоклаза, авгита и оливина.

Широко распространены вулканотерригенные морские осадки в андезитовом поясе, особенно в районах островных дуг. Впервые этот тип осадков был выделен в районе Курильских островов под менее удачным названием «вулканогенно-терригенных» (Мурдмаа, 1961). Такие же осадки описаны в районах других островных дуг — Алеутской, Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга, они распространены у восточных побережий Камчатки и Японии, на шельфах и склонах островов Зондской дуги. Но, по-видимому, Курильская дуга все же уникальна по обилию и разнообразию развитых в ней вулканотерригенных осадков.

Вулканотерригенные осадки покрывают прерывистым покровом всю подводную поверхность горного сооружения Курильской дуги, спускаясь по его склонам до глубин 3—5 км. Преобладают пески, лишь на островных склонах (на глубинах в 1—3 км) сменяющиеся алевритами. На шельфах и вершинах подводных поднятий развиты грубообломочные осадки — галечные, песчано-гравийные. Среди песков наиболее широко распространены хорошо отсортированные мелкозернистые разности с очень низким содержанием фракций менее 0,1 мм. Не только мелководные, но и глубоководные пески содержат окатанные зерна.

Минеральный состав песков и алевритов является производным от состава вулканитов, развитых на островах: двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов, в меньшей степени роговообманковых дацитов и андезитов, липаритов и оливинсодержащих базальтов. Главные минералы, распространенные практически повсеместно, это основной плагиоклаз, авгит, гиперстен и титаномагнетит; локально встречаются осадки со значительным содержанием буро-зеленой и базальтической роговой обманки, реже — оливина. В отличие от тефровых накоплений того же региона вулканотерригенные пески и алевриты, как правило, содержат значительно меньше литокластического и витрокластического материала, т. е. наиболее легко разрушаемых и транспортируемых частиц. Вторым характерным признаком минерального состава является относительная обогащенность определенных их разностей тяжелыми минералами — титаномагнетитом и пироксенами — вплоть до образования пляжевых концентратов.

1.4. Эдафогенные обломочные осадки и породы

Эдафогенными названы обломочные образования, состоящие преимущественно (более 70%) из продуктов подводного разрушения коренных пород дна (Петелин, 1971; Мурдмаа, 1976). По своей природе эдафогенные осадки могут считаться подводными гомологами терригенных. В их накоплении различаются (как и при образовании терригенных осадков) этапы мобилизации осадочного вещества в результате механической дезинтеграции материнских пород, транспортировки и осаждения обломочного материала, минеральные формы которого остаются неизменными, унаследованными от материнских пород. Принципиальное же различие заключается в том, что все этапы протекают под водой, на дне океана, без какой-либо связи с сушей. Естественно, что при этом и конкретные процессы, в конечном счете приводящие к образованию эдафогенных осадков, имеют мало общего с процессами терригенного седиментогенеза.

К настоящему моменту не сложилось еще четкого представления о реальных масштабах эдафогенного осадкообразования в океанах, о распространенности и относительной роли этой группы осадков. Можно говорить лишь о более или менее наглядных примерах. Рассматривая эти примеры в совокупности, приходим к заключению, что в большинстве эдафогенные отложения находятся в тектонически активных структурах океана — во внутриокеанских подвижных поясах (срединных хребтах), в системе островных дуг и глубоководных желобов, в зонах разломов ложа океана. Чаще всего эдафогенные отложения залегают на склонах и на дне тектонических депрессий, но встречаются также на гребнях и склонах поднятий.

По структурным признакам среди эдафогенных отложений выделяются грубообломочные разности — глыбовые накопления, щебень, дресва (в сцементированном виде — брекчии) и песчано-алевритовые осадки (пески, алевриты). От последних имеются переходы к пелитовым осадкам. Обломочный материал обычно совершенно неокатанный, изредка наблюдаются лишь тектонические окатыши.

По минерально-петрографическому составу эдафогенные отложения близки к материнским породам дна. Связь эта, как правило, очень тесная: осадки включают практически все минералы или минеральные агрегаты, слагающие материнские породы, сохраняются в общих чертах и количественные соотношения минералов. Даже если смешиваются продукты разрушения нескольких типов пород, их состав довольно легко угадывается по минеральным комплексам осадков. Вторичные изменения минералов в процессе образования эдафогенных осадков играют незначительную роль, все минералы имеют свежий облик, если только они не затронуты гидротермаль-

ным метаморфизмом, что местами наблюдается (например, во впадине Хесса в Тихом океане; Мурдмаа, Розанова, 1976).

В большинстве известных случаев океанские эдафогенные отложения сложены продуктами разрушения основных и ультраосновных магматических пород и их метаморфизованных разностей — базальтов и метабазальтов, диабазов, габброидов, гипербазитов и серпентинитов, в совокупности близких к офиолитовым ассоциациям геосинклиналей.

Специфичностью состава и закономерностей распространения особо выделяются эдафогенные отложения с гипербазит-серпентинитовым комплексом минералов (серпентиновые пески и алевриты, грубообломочные отложения из обломков серпентинита). Они обнаружены на дне глубоких тектонических депрессий в рифтовых зонах срединных хребтов Индийского (Мурдмаа, 1968а; Розанова, 1971; Безруков и др., 1972), Атлантического (Fox, Heezen, 1965a, b; Солдатов, Мурдмаа, 1970) и Тихого (Мурдмаа, Розанова, 1976) океанов, а также в некоторых глубоководных желобах — Марианском (Скорнякова и др., 1978; наблюдения автора) в зонах разломов ложа океана (Свальнов, Рудакова, 1976).

Серпентиновые пески и алевриты образуют в этих впадинах обычно ритмичнослоистые турбидиты или слагают базальные слои известковых биотурбидитов. Осадки имеют характерную голубовато-зеленую или зеленовато-серую окраску. Они сложены преимущественно (70—90% или более) пластинчатыми зернами и агрегатами антигорита, иногда со значительной примесью хризотила, серпофита. Среди тяжелых минералов доминируют энстатит-бронзит, диопсид, оливин, хромовая шпинель. Из вторичных метаморфических минералов нередки гидрогранат, арагонит, волокнистый амфибол, хлорит, тальк. Отмечается небольшая примесь биогенных остатков — кокколитов, радиолярий, фораминифер. Химический состав осадков близок составу серпентинита.

В тех же условиях встречаются пески, алевриты и грубообломочные отложения метабазальтового (зеленокаменно-метаморфического) и габбрового составов, отличающиеся преобладанием в песчано-алевритовых фракциях плагиоклаза (в том числе альбита), хлорита, кварца (не всегда), моноклинного пироксена, актинолита-тремолита, эпидота, магнетита. Описаны смешанные разности, содержащие в разных пропорциях как серпентинитовые, так и метабазальтово-габбровые компоненты. Грубообломочные отложения сложены обломками названных пород. Имеются неотсортированные смеси грубых обломков и песчано-алевритово-пелитового материала. Для таких отложений характерно родство состава грубых и мелких фракций.

Широко распространены в океане обломочные отложения базальтового состава, особенно базальтовые брекчии и их несцементированные аналоги, но также песчано-алевритовые осадки. Механизм их образования пока недостаточно изучен, но, по-видимому, наряду с первично-вулканокластическими, образованными в ходе подводных вулканических извержений, среди них имеются и осадочные, эдафогенные разности. По аналогии с вулканотерригенными для таких отложений предлагается название «вулкано-эдафогенные» (если вулканические породы, разрушенные и переотложенные в подводных условиях, в геологическом смысле синхронны осадкообразованию). Четких петрографических критериев для выделения вулкано-эдафогенных базальтовых брекчий пока нет. Представляется, что такими могут служить цемент (наполнитель) из пелагических осадков, различия в составе, структуре и характере вторичных изменений в разных обломках базальта, присутствие обломков невулканического происхождения (особенно осадочных пород, железомарганцевых конкреций, зубов акул и т. д.). К характерным признакам следует отнести также осадочные текстуры, например градационную слоистость.

Брекчии, реже гравелиты и песчаники, предположительно отнесенные к категории вулкано-эдафогенных, описаны в Тихом океане, где они имеют меловой или палеогеновый возраст и входят в состав вулканогенно-осадочных толщ гайотов (Мид-Пацифик) и массивных подводных возвышенностей (плато Манихики) (Мурдмаа и др., 1972; Мурдмаа, 1976). Сходные породы позднемелового возраста вскрыты бурением на подножиях двух подводных гор в цепи Новой Англии в Атлантическом океане (скв. 382 и 385, Tucholke, Vogt e. a., 1978).

§ 2. ГЛИНИСТЫЕ ОСАДКИ, ГЛИНЫ

Выделение глин в самостоятельную группу осадочных пород на самой высокой ступени классификационной иерархии последовательно отстаивалось М. С. Швецовым (1958, 1973), видевшим в этом глубокий генетический смысл: в отличие от смежной группы обломочных осадков глины образованы главным образом из продуктов химического разложения первичных (эндогенных) минералов. Это положение справедливо и для океанских глинистых осадков, но с одной оговоркой. Исходные глинистые минералы, будучи продуктами химического выветривания, не всегда формируются синхронно с данным циклом осадкообразования. Значительная часть поступающего в океан терригенного глинистого вещества представляет собой продукты механического размыва древних глинистых пород суши, а не синхронных осадкообразованию кор выветривания или почв. Генетическое обоснование выделения петрографически четко обособленного класса глин поэтому не вполне выдержано.

Океанские глины не укладываются в какую-либо из основных генетических групп океанских осадков. Помимо терригенных, имеются полигенные пелагические глины и сложенные аутигенными (гальмиролитическими) минералами разности. В то же время по минеральному и химическому составу, структуре и физическим свойствам глины настолько четко отличаются от других типов океанских осадков, что выделение их в самостоятельную категорию петрографической классификации представляется очевидным.

К глинам (глинистым илам) здесь отнесены тонкодисперсные абиогенные алюмосиликатные по составу осадки, содержащие более 70% фракции меньше 10 мкм, менее 30% $CaCO_3$ и биогенного опала. При таком гранулометрическом пределе в категорию глинистого вещества попадает мелкий сильт — преимущественно обломочная по природе фракция 5—10 мкм. Для выделения чистых глин правильнее было бы считать гранулометрическим критерием 70% фракции менее 5 мкм, как принято в зарубежной практике. При этом часть терригенных и туффитовых осадков, отнесенных здесь к глинам, переходила бы в категорию обломочно-глинистых («silty clay» или «mud» по американской терминологии). Общей принципиальной картины распространения глин в океане и закономерностей их накопления такая поправка, однако, не изменяет.

Океанские глины могут быть подразделены на типы по разным признакам: по минеральному составу (глинистым минералам), по характерным второстепенным компонентам, по литолого-фациальному принципу.

Минеральный состав океанских глин отличается многокомпонентностью, наличием как кристаллических, так и аморфных фаз. В петрографии осадочных пород принято считать, что главные свойства глин как особого типа горных пород определяются входящими в их состав слоистыми водными силикатами и алюмосиликатами, получившими название глинистых минералов. Вероятно, такое утверждение справедливо и для океанских глинистых осадков, хотя сейчас достоверно установлено, что в сложении последних группа окристаллизованных глинистых минералов не всегда является абсолютно доминирующей даже в самой тонкой фракции (менее 1 мкм), а в ряде

случаев, видимо, имеет резко подчиненное значение. Существенная роль в составе глин принадлежит обломочным минералам, главным образом кварцу и полевым шпатам, а также тонкодисперсному вулканическому стеклу. Всегда присутствует (иногда в значительном количестве) рентгено-аморфная фаза, минеральная природа которой до сих пор не расшифрована. Вероятно, в нее входят скрытокристаллические и коллоидальные формы водных силикатов (алюмосиликатные гели или неокристаллизованные глинистые минералы), вулканические стекла, свободные гидроокислы железа и марганца, иногда опал. Наконец, важное значение в составе глин имеют аутигенные минералы — гидроокислы и сульфиды железа, цеолиты и некоторые другие.

Глинистым минералам в поверхностном слое океанских осадков посьящено значительное количество работ (Горбунова, 1962, 1966, 1970; Ратеев и др., 1968; Griffin e. a., 1968; Biscaye, 1964; и др.), но среди них почти нет исследований минерального состава глин как типа осадка. Сопоставление карт количественного распределения отдельных минералов с картами распространения глинистых осадков все же позволяет произвести типизацию глин по минеральному составу. При этом удается использовать и данные по другим минеральным компонентам.

Океанские осадки, в том числе и глины, отличаются полиминеральным составом глинистого материала. Главными глинистыми минералами, присутствующими практически всегда, являются гидрослюда (иллит), монтмориллонит, хлорит, каолинит и смешанослойные образования с чередованием слоев указанных минеральных видов. Из перечисленных только гидрослюда и группа монтмориллонита (включая в последний также набухающие смешанослойные образования с преобладанием монтмориллонитовой составляющей) служат доминирующими минералами в составе кристаллической фазы глин. Содержание хлорита и каолинита лишь изредка достигает 20—30%. По преобладанию одного из двух главных глинистых минералов можно выделить минеральные типы монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин. Кроме того, имеются промежуточные разности, в которых не наблюдается отчетливого преобладания ни одного из минералов. Выделяются еще разности с относительно высоким содержанием каолинита или хлорита.

Сказанное относится к современным глинистым осадкам. Помимо них, в океане среди древних отложений бурением и драгировками обнаружены некоторые другие минеральные типы глин, образованные в результате диагенетических, эпигенетических или гидротермальных преобразований. Из них наиболее важны палыгорскитовые глины, обнаруженные в скважинах у западного побережья Африки (Ломова, 1975; Коссовская и др., 1975; Peterson e. a., 1970; Hayes, Pimm e. a., 1972) и в виде маломощных прожилков в колонке из Индийского океана (Свальнов, 1974). По-видимому, под воздействием гидротерм образуются местами чисто монтмориллонитовые глины. В скважинах глубоководного бурения намечаются некоторые тенденции изменения состава глинистых минералов с возрастом (или степенью литификации?): возрастание монтмориллонита в третичных слоях, особенно в миоцене, его полная смена гидрослюдой в нижнемеловых и верхнеюрских литифицированных глинистых осадках.

Гидрослюдистые глины, содержащие более 50% (до 70—80%) гидрослюд в расчете на кристаллическую фазу фракции менее 1 мкм (или менее 2 мкм), относятся к наиболее широко распространенным разностям терригенных гемипелагических глин, но встречаются также среди пелагических глин.

Обширнейшая область преимущественно гидрослюдистых глин выделяется в северной части Тихого океана, включая Желтое и Восточно-Китайское моря, северную часть Филиппинского моря, Северо-Западную котловину и большую часть Северо-Восточной. Происхождение этих глин связы-

вают с выносами крупнейших рек Китая, впадающих в Желтое море, откуда глинистая взвесь с почти постоянным соотношением глинистых минералов разносится течениями (Горбунова, 1970; Курносов, Мурдмаа, 1976). К гидрослюдистым относятся почти все глины северной части Индийского океана, куда глинистая взвесь поставляется главным образом Гангом, Индом и Иравади. В Атлантическом океане доминирование гидрослюд характеризует глинистые илы Северо-Американской и Европейской котловин, моря Уэдделла. Пояс гидрослюдистых глин опоясывает Антарктиду.

Во влажном виде гидрослюдистые глины отличаются от монтмориллонитовых несколько меньшей липкостью, они меньше сокращаются в объеме при высыхании. Под оптическим микроскопом, особенно в шлифах поперек слоистости, но также в мазках, хорошо видна микрочешуйчатая структура слюды. Чешуйки отличаются показателем преломления значительно выше канадского бальзама и яркими интерференционными окрасками.

Кроме гидрослюд, в составе описываемого типа глин всегда содержится в заметном количестве монтмориллонит, а нередко хлорит. Разновидности с повышенным содержанием каолинита редки. Гидрослюдистым океанским глинам часто свойственно относительно высокое содержание тонкодисперсного кварца, определяемого дифрактометрическим методом (Серова и др., 1975). Обычно отмечаются высокие значения кварц-полевошпатового отношения. По-видимому, гидрослюдистые глины представляют собой главным образом продукты денудации платформенных областей континентов с преобладанием материала первично-гранитоидного состава.

В химическом составе океанских гидрослюдистых глин по сравнению с монтмориллонитовыми отмечается повышенное содержание калия, пониженное — магния. Отношение SiO_2/Al_2O_3 слегка повышенное (3,5—4 или выше), по-видимому, за счет тонкодисперсного кварца.

Монтмориллонитовые глины содержат более 50% (до 70—80%) монтмориллонита (включая смешанослойные минералы) в кристаллической фазе фракции менее 1 мкм. Глины этого минерального типа имеются как среди гемипелагических, так и среди пелагических глин, но первые встречаются реже и имеют по сравнению с гидрослюдистыми более ограниченные ареалы распространения в современном океане. Среди древних глин, вскрытых скважинами, распространенность их возрастает.

Современные (плейстоценовые) гемипелагические глины с преобладанием безусловно терригенного монтмориллонита известны в ряде окраинных районов Тихого океана: в Японском море, в южной части Филиппинского моря, в морях Малайского архипелага (Курносов, Мурдмаа, 1976; Мурдмаа и др., 1977), а также у побережья Калифорнии и в некоторых других районах. Гораздо большие площади заняты монтмориллонитовыми пелагическими глинами, но, учитывая ничтожные скорости накопления, абсолютные массы глинистого вещества их не столь велики. Приурочены эти глины, с одной стороны, к экваториальному поясу, где они чередуются с кремнистыми радиоляриевыми глинами с тем же минеральным составом глинистого вещества, с другой — к центрам субтропических круговоротов течений (эвпелагические глины). В экваториальном поясе глины имеют преимущественно терригенное происхождение, а разнос терригенной глинистой взвеси осуществляется широтной системой течений. В эвпелагических глинах заметную роль, вероятно, играет аутигенный монтмориллонит, образованный в результате гальмиролитического преобразования базальтового гиалокластического материала в ассоциации с аутигенным филлипситом.

Монтмориллонитовые глины очень липкие, сильно сокращаются в объеме при высыхании. Под микроскопом в мазках и шлифах отличаются низким двупреломлением, а также низким показателем преломления. Для монтмориллонитовых глин, особенно пелагических, характерно высокое содержание

аморфных фаз. Иногда на дифрактограммах на аморфном фоне улавливаются лишь слабые рефлексы монтмориллонита (например, в тропическом поясе Тихого океана) (Горбунова, 1970; см. главу IV § 5 этого тома). Из второстепенных глинистых компонентов в одних случаях (восточные части Индийского и Атлантического океанов) отмечается повышенное содержание каолинита, в других (район Малайского архипелага, Японское море) — хлорита. Всегда присутствуют и гидрослюды. Содержание тонкодисперсного кварца, как правило, относительно низкое; в эвпелагических глинах оно часто близко к нулю. В Тихом океане эти глины характеризуются пониженными значениями кварц-полевошпатового отношения (Серова и др., 1975). Нередко отмечается примесь вулканокластического материала, что, однако, еще нельзя интерпретировать как доказательство аутигенного глинообразования в морских условиях. На поверхности дна мы имеем примеры образования глинистых минералов только по основным палагонитизированным стеклам подводных извержений. Субаэральная вулканокластика кислого и среднего состава всегда свежая. Пространственная приуроченность некоторых ареалов монтмориллонитовых глин к наземным вулканическим областям можно, вероятно, объяснить процессами субаэрального химического выветривания или поствулканической гидротермальной глинизации вулканитов и размывом монтмориллонитсодержащих пород суши.

Помимо минеральных типов, среди океанских глин можно выделить два главных литолого-фациальных типа — гемипелагические и пелагические глины. Последние делятся по меньшей мере на два подтипа — миопелагические и эвпелагические (рис.1, вкл. между с. 88 и 89).

Гемипелагические глины — это терригенные глинистые осадки, в массе серые, зеленовато-серые или голубовато-серые, с маломощной окисленной зоной на поверхности. Захороненные окисленные горизонты встречаются и в толще гемипелагических глин.

Гемипелагические глины накапливаются главным образом в областях континентальных подножий и абиссальных равнин в условиях интенсивного поступления терригенной взвеси. Развиты они также во впадинах на континентальном склоне и на шельфе. В этом типе сосредоточена главная масса глинистых осадков Мирового океана, хотя по площади распространения гемипелагические глины значительно уступают пелагическим. Бурением вскрыты мощные (в сотни метров) толщи этих глин, отличающиеся большой однородностью и высокими темпами накопления. В качестве примера можно привести миоценовые серые глины Северо-Американской котловины в Атлантическом океане, вскрытые скважинами 382 и 385, где мощность их составляет 150—250 м (Tucholke, Vogt e. a., 1978).

Из минеральных типов среди гемипелагических глин наиболее обычны гидрослюдистые, реже встречаются монтмориллонитовые. Из аутигенных минералов характерны гидротроилит, пирит, местами глауконит.

Валовый химический состав гемипелагических глин предопределен их минеральным составом. Содержание Fe в целом невысокое — 3—5%, реже до 5—6%. Восстановленной зоне свойственны низкие концентрации Mn (обычно менее 0,1%), что объясняется удалением его подвижной двухвалентной формы в процессе раннего диагенеза. Окисленный слой бывает резко обогащен гидроокислами марганца (до 1—2% Mn). Содержание органического вещества выше, чем в других типах глин, $C_{орг}$ достигает 1—2%, обычно не ниже 0,5%.

В Атлантическом океане при бурении обнаружены меловые черные глины и аргиллиты с еще более высоким содержанием $C_{орг}$ (до 10—15%), которые также относятся к гемипелагическим.

Пелагические глины могут быть охарактеризованы как многокомпонентные (полигенные) красноцветные глинистые осадки пелагических областей

океанов, залегающие всегда ниже критической глубины карбонатонакопления (КГК) в условиях низкой биологической продуктивности вод.

Важнейшей отличительной особенностью пелагических глин служит коричневый цвет разных оттенков (от тусклого желтоватого до темного шоколадного и кирпично-красного), отражающий окисленное состояние железа (трехвалентное) и марганца (четырехвалентное). Присутствие свободных гидроокислов Fe и Mn высшей степени окисления, а также гидрогетита, гематита, тодорокита (в древних пелагических глинах) при отсутствии аутигенных минералов двухвалентных Fe и Mn однозначно отличает эти глины от сероцветных гемипелагических глин. Кроме того, для пелагических глин характерно содержание аутигенных цеолитов и монтмориллонита, пелагического костного детрита, железомарганцевых микроконкреций, а также тесная ассоциация с макроконкрециями (последние мы рассматриваем как самостоятельный тип осадка). В качестве характерных признаков можно указать еще на очень низкое содержание терригенных обломочных минералов (за исключением тонкодисперсных эоловых, обильных в определенных районах океана), малое содержание органического вещества и высокую степень его минерализации, несколько повышенное содержание валового железа (4—7%), а особенно марганца (более 0,2%), относительную концентрацию Ni, Co, Cu, Pb и некоторых других микроэлементов.

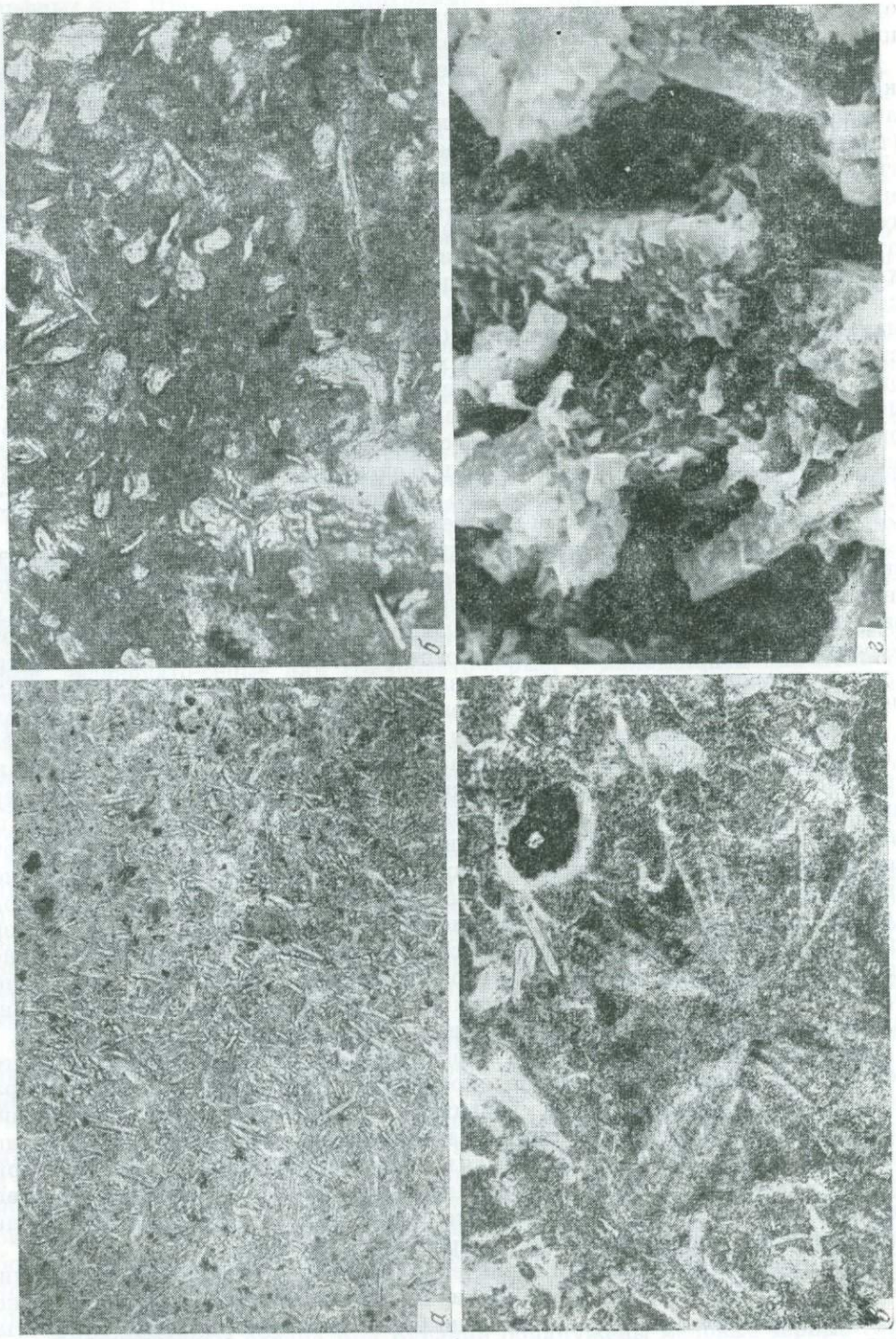
В современную эпоху пелагические глины распространены в пелагических областях океанов (вдали от берегов) только на абиссальных глубинах (ниже КГК), главным образом в субтропических широтах к северу и югу от экваториального пояса кремненакопления. По скважинам глубоководного бурения они известны с позднего мезозоя (поздней юры). Слои пелагических глин в океанских разрезах, как правило, маломощные (десятки метров или метры) и часто приурочены к длительным стратиграфическим перерывам.

Среди пелагических глин удается выделить два основных литолого-фациальных типа (Скорнякова, Мурдмаа, 1968), которые получили несколько условные названия — миопелагические и эвпелагические глины. Под термином «миопелагические» понимаются пелагические глинистые осадки, по своему составу, свойствам и фациальной позиции занимающие промежуточное положение между гемипелагическими и эвпелагическими глинами (ранее они именовались нами глинами переходного типа). Но, несмотря на переходный характер, это все же пелагические осадки, резко отличающиеся по свойствам (отсутствию восстановленного слоя и связанных с этим окислительно-восстановительных реакций) и по скоростям накопления (не более 10 мм/1000 лет) от гемипелагических. Термин «эвпелагические» глины («настоящие» пелагические) давно применяется многими исследователями.

Миопелагические глины — это коричневые, светло-коричневые, серовато-коричневые, часто неравномерно окрашенные глинистые илы, распространенные на периферии полей развития пелагических глин. Среди них встречаются все минеральные типы, названные выше. Из второстепенных аллотигенных минералов в одних случаях присутствует кварц и другие терригенные минералы, в других — вулканическое стекло. Содержание аутигенных минералов в целом невысокое. Это редкие кристаллы филлипсита, железомарганцевые микроконкреции, гидроокислы железа.

Для миопелагических глин характерно невысокое содержание Fe (обычно 4—5%) и Mn (0,2—0,5%). Содержание $C_{орг}$ составляет 0,25—05% или ниже.

Эвпелагические глины — это обычно более темные коричневые глинистые илы, занимающие в океане глубоководные области с минимальным поступлением как терригенного, так и биогенного материала, а именно центры субтропических круговоротов течений Тихого и Индийского океанов. В современном Атлантическом океане они неизвестны. В сложении этих глин значительное место занимают аутигенные глинистые минералы.


б
г
а
д

Минеральный состав эвпелагических глин характеризуется преобладанием смешанослойных набухающих минералов группы монтмориллонита (с иллитом) при значительной роли аморфных компонентов. Содержание аутигенных минералов высокое. На первом месте стоит филлипсит. Если содержание его превышает 10%, то осадки отнесены к категории эвпелагических цеолитовых глин, а при содержании более 50% могут именоваться цеолититами (рис. 2). Как те, так и другие встречаются внутри полей распространения эвпелагических глин и чередуются с ними в разрезах (Железо-марганцевые конкреции..., 1976). Кроме филлипсита, характерны зерна палагонита, Fe-Mn микроконкреции, костный детрит, иногда барит или целестобарит.

Химически эвпелагические глины принадлежат к категории слабо железистых (более 5% Fe). Содержание Fe достигает 7—10%, Mn — 2% (в среднем около 1%). Органического вещества исключительно мало — менее 0,25% $C_{орг}$. Для некоторых регионов (Южная котловина Тихого океана) характерно повышенное содержание титана, по-видимому, унаследованное от измененного до глинистых минералов гиалокластического материала (Железо-марганцевые конкреции..., 1976). Валовый химический состав эвпелагических глин приблизительно соответствует составу базальтов, отличаясь более высоким содержанием Al_2O_3 и K_2O, пониженным — MgO, TiO_2.

§ 3. ИЗВЕСТКОВЫЕ ОСАДКИ, ИЗВЕСТНЯКИ

Современные океанские карбонатные осадки могут рассматриваться как близкий аналог не только почти всех древних известняков и нелитифицированных известковых илов, встреченных в скважинах глубоководного бурения, но также многих типов биогенных и пелитоморфных известняков современных континентов. Для известковых осадков поэтому особенно важно придерживаться критериев выделения, насколько возможно близких к тем, которые применяются в классификациях карбонатных пород. Этому требованию в какой-то мере удовлетворяет принятый здесь нижний предел содержания $CaCO_3$ 70% (вместо использованного ранее в океанской литологии 50 или 30%), хотя и этот предел, возможно, занижен. Во многих классификациях осадочных пород к известнякам относят, как известно, породы, содержащие более 75% или даже более 90% $CaCO_3$. Осадки и породы, содержащие от 30 до 70% $CaCO_3$, отнесены здесь к группам смешанных (мергельных, кремнисто-известковых, обломочно-известковых, известково-туффитовых) и будут описаны в соответствующих разделах.

Все океанские известковые осадки и осадочные породы (за очень небольшим исключением) имеют биогенное происхождение. Выделяются две большие группы биогенных известковых осадков — планктоногенные и бентогенные. Первые представляют собой относительно глубоководные образования открытого моря (океана), вторые относятся к мелководным (шельфовым) или распространены (уже в аллохтонном залегании в виде переотложенного детрита) на верхних частях материковых и островных склонов. Среди планктоногенных (пелагических, гемипелагических) известковых осадков зани-

Рис. 2. Эвпелагические глины и цеолититы Тихого океана

а — цеолитовая глина, микрокристаллический филлипсит в глинистой массе с микросгустками гидроокислов Fe и Mn, шлиф, увел. 300; *б* — эвпелагическая глина, сильно обогащенная обломками костей (светлые), шлиф, увел. 100; *в* — цеолитовая глина (алевритово-пелитовая) с крупным сферолитом филлипсита по палагониту, видны микроконкреция (черная) и мелкие зерна палагонита, шлиф, увел. 300; *г* — цеолитит, кристаллы филлипсита с нарастанием аутигенного монтмориллонита, сканирующий электронный микроскоп, увел. 2000

мают резко доминирующее положение кокколитовые, фораминиферовые и фораминиферово-кокколитовые илы. Значительно меньшим распространением пользуются птероподовые (чаще птероподово-фораминиферовые), а еще реже гетероподовые и некоторые другие.

3.1. Наннопланктонно-фораминиферовая группа пелагических известковых осадков и известняков

Эта группа составляет подавляющее большинство океанских известковых осадков как по площадям распространения, так и по массам. Ими представлены почти целиком поля известковых илов открытого океана и известняковые толщи, вскрытые скважинами глубоководного бурения. В современную эпоху известковые осадки описываемой группы покрывают относительно приподнятые части дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов и ряда окраинных морей. Главные поля их распространения относятся к сводам срединно-океанических хребтов, включая примыкающие к ним плато, валы и хребты. Более ограниченные ареалы имеются на подводных поднятиях ложа океана и в некоторых котловинах (см. рис. 1).

Важнейший фактор, контролирующий распространение кокколитово-фораминиферовых осадков в океане, это глубина. В большинстве случаев кокколитово-фораминиферовая группа осадков не поднимается на глубины менее 1—2 км. Нижняя граница распространения осадков этой группы (а соответственно океанских известковых осадков вообще) связана с критической (компенсационной) глубиной карбонатонакопления (КГК), ниже которой карбонатный материал практически полностью растворяется. КГК принято проводить по содержанию 10% $CaCO_3$ (Тихий океан..., 1970; Лисицын, 1974б). Между этой глубиной и нижней границей распространения известковых осадков, содержащих более 70% $CaCO_3$, лежит зона мергельных осадков. Как КГК, так и предельная глубина распространения карбонатных осадков меняются в океане в широтном направлении и от приконтинентальных областей к пелагическим. В целом глубже всего известковые илы спускаются в тропической зоне пелагических областей океана (до 4,5—4,7 км), а в высоких широтах и в приконтинентальной области глубинный диапазон их распространения заметно сужается (нижняя граница на 3—3,5 км). Деятельностью суспензионных потоков правило критической глубины нередко нарушается, и в турбидитах известковые слои наблюдаются до глубин 5—6,5 км и даже более.

Высококарбонатные разности осадков описываемой группы имеют белый цвет с коричневатым или желтоватым оттенком в окислительных условиях диагенеза (пелагические илы), с голубоватым, зеленоватым или сиреневым — в условиях восстановительной реакции среды. С повышением примеси глинистого вещества цвет пелагических кокколитово-фораминиферовых осадков становится светлым желтовато-коричневым (бежевым), а гемипелагических светло-серым. Обогащенные глинистым веществом литифицированные известняки пелагического типа приобретают розовый или красный цвет (за счет гематита), а гемипелагические сохраняют разные оттенки серого цвета.

Кокколитово-фораминиферовые осадки представлены рядом структурно-генетических типов, связанных между собой постепенными переходами. В одном конце этого ряда стоят чистые фораминиферовые осадки, в другом — чистые кокколитовые (точнее, наннопланктонные) пелитоморфные илы без примеси фораминифер. Между ними можно выделить несколько типов, образованных смесью остатков фораминифер и известкового наннопланктона в разных количественных соотношениях.

Для выделения отдельных более или менее самостоятельных типов известковых осадков в этом ряду применялись различные количественные

критерии. По-видимому, для общей классификации наиболее приемлемы простые соотношения: 30, 50 и 70% каждого из главных биогенных компонентов, хотя конкретный фациальный анализ в отдельных регионах может выявить и другие, более естественные границы. В табл. 2 перечислены выделенные по этому критерию типы осадков.

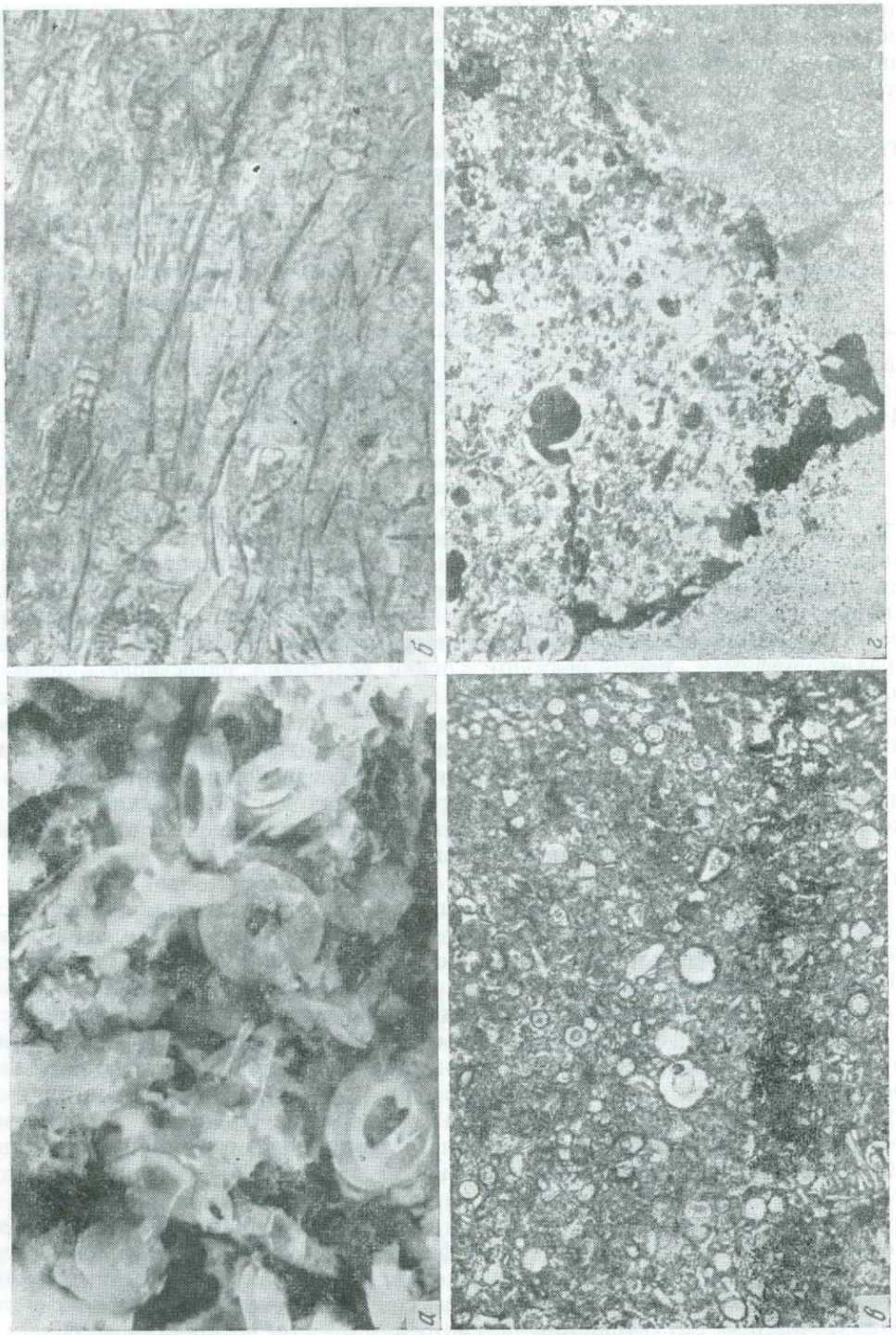
Таблица 2. Структурно-генетические типы известковых планктоногенных осадков наннопланктонно-фораминиферовой группы

Типы осадков	Пределы содержания, %		Типы осадков	Пределы содержания, %	
	фораминиферы и их детрит	наннопланктон		фораминиферы и их детрит	наннопланктон
Фораминиферовые	70—100	0—30	Фораминиферово-наннопланктонные	30—50	50—70
Наннопланктонно-фораминиферовые	50—70	30—50			
			Наннопланктонные	0—30	70—100

Поскольку преобладающий размер раковин планктонных фораминифер (50—200 мкм) и кокколитов (2—20 мкм) сильно различается, можно использовать данные гранулометрического анализа для приблизительной оценки их относительной роли в составе известковых осадков. Электронномикроскопические исследования последних лет показали, что тонкодисперсный карбонат кокколитово-фораминиферовых осадков, описанный ранее как «пелитоморфный», почти целиком сложен остатками известкового наннопланктона (Розанова, Штеренберг, 1977), в том числе обломками кокколитов (рис. 3, *а*). Доля тонких фрагментов раковин фораминифер в составе пелита, как правило, незначительна. Фораминиферовый детрит входит в основном в состав алеврита. Таким образом, содержание пелитовой фракции (менее 10 или 5 мкм) может, по крайней мере для четвертичных известковых осадков, служить мерой доли наннопланктонной составляющей, а содержание фракций крупнее 100 мкм — показателем доли фораминифер и их обломков.

Структуры известковых осадков описываемой группы меняются в соответствии с выделенными структурно-генетическими типами. Для фораминиферовых наиболее характерна цельнораковинная биоморфная структура. Имеются цельнораковинные сыпучие фораминиферовые пески и крупные алевриты, почти не содержащие тонкодисперсного карбонатного наполнителя или детрита фораминифер. Они обладают довольно совершенной гранулометрической сортировкой, обусловленной размером осадкообразующих раковин. При этом не исключена (а в ряде случаев несомненна) механическая сортировка биогенного материала придонными течениями. Фораминиферовые осадки, содержащие в значительном количестве детрит раковин, обычно обогащены также кокколитовым материалом, представляя переход к кокколитово-фораминиферовому типу.

Структурный рисунок смешанных кокколитово-фораминиферовых осадков характеризуется раковинами и форменными обломками фораминифер в массе пелитоморфного карбоната с кокколитовой ультрамикроструктурой. Гранулометрический состав таких осадков отличается отсутствием сортировки, часто — двухвершинными гистограммами с вершинами в области крупного алеврита — мелкого песка («фораминиферовый максимум») и среднего пелита («кокколитовый максимум»). В доплейстоценовых кокколитово-фораминиферовых илах и полулитифицированных мелоподобных извест-


б
г
а
в

няках, где присутствуют более крупные дискоастеры и кокколиты, «кокколитовый максимум» обычно сдвинут в область крупного пелита (5—10 мкм).

Кокколитовые осадки обладают биоморфной или биоморфнодетритовой ультрамикроструктурой, в оптическом микроскопе имеющей пелитоморфный облик с характерной микрозернистой серовато-перламутровой интерференционной окраской в скрещенных николях.

По минеральному составу карбоната кокколитово-фораминиферовые осадки кальцитовые, с низкими значениями магнезиальной составляющей, несколько более высокой в фораминиферовых разностях.

Важнейшим второстепенным компонентом известковых кокколитово-фораминиферовых осадков является глинистое вещество, а в поясах кремненакопления также диатомеи, радиолярии. Нерастворимый в кислоте остаток кокколитово-фораминиферовых осадков пелагической области близок по составу к пелагическим глинам или кремнисто-глинистым илам. В приконтинентальных районах, помимо глинистой составляющей, присутствует терригенный обломочный материал, а в некоторых районах островных дуг (например, в Южно-Фиджийской котловине) встречаются известковые кокколитово-фораминиферовые осадки, обогащенные вулканокластическим материалом.

Фораминиферово-кокколитовые осадки, как правило, бедны аутигенными минералами. В пелагической области они содержат в небольшом количестве железомарганцевые микроконкреции и тонкодисперсные рассеянные гидроокислы железа, иногда кристаллы филлипсита. Среди древних известковых илов и мелоподобных известняков встречены разности со значительным содержанием цеолита (клиноптилолита). В приконтинентальных фациях встречаются глауконит, пирит.

Химический состав известковых кокколитово-фораминиферовых осадков предопределен высоким содержанием биогенного $CaCO_3$, его разбавляющим влиянием на концентрацию всех остальных компонентов. Натуральные известковые осадки поэтому обеднены (по отношению к бескарбонатным) железом, марганцем, титаном, алюминием, кремнеземом и почти всеми малыми элементами. В пересчете на бескарбонатное вещество концентрация химических компонентов в известковых и бескарбонатных осадках одних и тех же областей океана в целом выравнивается. Исключение составляют металлоносные кокколито-фораминиферовые осадки активных срединно-океанических хребтов, резко обогащенные Fe и Mn и рядом малых элементов. Содержание $CaCO_3$ варьирует от 70 до почти 99%. Статистически в южной части Тихого океана наиболее часты концентрации 70—90% (Berger e. a., 1976).

При литификации кокколитово-фораминиферовые осадки переходят сначала в мел (мелоподобный известняк) — сравнительно мягкую пористую породу, в которой сохраняются структурные характеристики первичного осадка. Такие породы вскрыты многочисленными скважинами и подняты при драгировках во всех океанах; возрастной интервал их от юры до неогена. Дальнейшая литификация, наблюдающаяся только в мезозойских отложениях, приводит к образованию крепких микрокристаллических известняков, в которых биогенная микроструктура в значительной степени или нацело уничтожена перекристаллизацией.

Рис. 3. Пелагические биогенные осадки

а — известковый кокколитовый ил, биоморфная ультрамикроструктура современного «пелитоморфного» осадка, сканирующий электронный микроскоп, увел. 4000, фото Т. В. Розановой; *б* — глинисто-кремнистый радиоляриево-этмодискусовый ил, шлиф, увел. 300; *в* — глинисто-кремнистый радиоляриевый ил, шлиф, увел. 150; *г* — известковый биотурбидит, на размытой поверхности пелитоморфного кокколитового ила (верхний слой ритма) лежит более грубый фораминиферовый ил (основание следующего ритма)• шлиф, увел. 100.

Текстуры кокколитово-фораминиферовой группы планктоногенных известковых осадков бывают неупорядоченные массивные или слоистые. Первые, вероятно, образуются либо при нормальной пелагической седиментации известковых частиц из толщи вод по классической схеме «частица за частицей», либо при медленном и сравнительно равномерном перемыве известковых осадков придонными течениями. Вторые отражают деятельность суспензионных потоков (известковые биотурбидиты) или пульсационный характер сильных придонных течений (контуриты, а также, вероятно, отложения приливных течений). На обе группы текстур могут накладываться следы деятельности роющих донных животных (биотурбация), особенно заметная в неравномерно окрашенных разностях.

Яркие примеры слоистости, созданной суспензионными потоками, мы наблюдали в плейстоценовых известковых илах срединных хребтов Индийского (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971), а также Тихого и Атлантического океанов. Так, в колонках турбидитов с Аравийско-Индийского хребта можно выделить все характерные члены типичного турбидитного ритма: базальный грубый слой цельнораковинного фораминиферового песка с четким нижним контактом; тонкослойчатый интервал, лежащий на нем; верхний гомогенный тонкозернистый слой, представленный идеально отсортированным белым сметаноподобным кокколитовым илом, и, наконец, верхний «пелагический» слой, нарушенный деятельностью илоедов в период между двумя турбидитными ритмами.

Тонкослойчатая текстура характеризует нижнемеловые и верхнеюрские известняки северной части Атлантического океана, вскрытые бурением в 43-м 44-м и ряде других рейсов б/с «Гломар Челленджер». Здесь наблюдаются слои по крайней мере трех порядков: а) слойчатые пачки мощностью в десятки сантиметров чередуются с неслоистыми массивными известняками с ходами илоедов; б) внутри пачек чередуются сантиметровые, четко очерченные параллельные слои, более или менее обогащенные глинистым веществом; в) внутри этих слоев наблюдается миллиметровая микрослойчатость, обусловленная неравномерным распределением глинистой примеси, а также органического вещества, окислов и сульфидов железа. Иногда в шлифах удается наблюдать слойчатое строение еще более мелкого порядка внутри миллиметровых слойков. Происхождение описанных текстур неясно. Исключительная упорядоченность микрослойчатости наводит на предположение о связи ее с сезонными климатическими осцилляциями (Freeman, Enos, 1978). В любом случае подобные слойчатые текстуры отражают горизонтальное придонное перемещение известковых частиц в процессе седиментации, указывая на подвижность придонных вод.

3.2. Птероподово-фораминиферовые осадки

Еще в рейсе на судне «Челленджер» (Murray, Renard, 1891) был выделен особый тип океанских известковых осадков — птероподовый ил, распространение которого затем показывалось на большинстве карт современных осадков. Однако последующие исследования показали, что в большинстве случаев осадки, отнесенные к птероподовым, на самом деле сложены смесью раковин пелагических моллюсков — птеропод и планктонных фораминифер, а распространены они не так широко, как предполагалось ранее. Птероподово-фораминиферовые осадки известны в тропических и субтропических районах Атлантического океана, где они лежат на высоко поднятых гребнях Срединно-Атлантического хребта, в Красном и Средиземном морях и более ограниченно — в Тихом и Индийском океанах. Залегают они на глубинах от 100—200 до 2000—3000 м, занимая гипсометрическое положение выше фораминиферово-кокколитовой группы известковых осадков, которые сме-

няют их фациально при увеличении глубины. Таким образом, это пелагические осадки относительно мелководных участков дна — шельфов, верхних частей континентальных склонов, вершин подводных поднятий. В разрезах океанских осадков, вскрытых глубоководным бурением, они пока не встречены, что еще более подчеркивает ограниченность их распространения.

Структура птероподово-фораминиферовых осадков определяется формой и размером входящих в их состав раковин. Тонкостенные раковины птеропод и их обломки имеют размер от десятых долей до 10 мм и составляют до 30—40% осадка. Остальное составляют раковины фораминифер, их обломки. Осадки по гранулометрическому составу относятся к крупным неотсортированным пескам, часто полностью отмытым течениями от более тонкого известкового материала. Минеральный состав раковин птеропод арагонитовый, фораминифер—кальцитовый, так что осадок в целом имеет арагонит-кальцитовый состав.

Нередко в птероподово-фораминиферовых осадках содержатся раковины других пелагических моллюсков — гетеропод, а также бентогенные остатки брахиопод, моллюсков, иглы морских ежей, кораллово-водорослевый детрит. Имеются переходные разности к бентогенным известковым осадкам.

3.3. Кораллово-водорослевые осадки и известняки

Кораллово-водорослевые комплексы — это наиболее типичные мелководные биогенные осадочные образования тропических районов океанов и морей. Географически области их развития в современном океане строго ограничены высокими температурами вод (более +18° С), и нет оснований предположить, что это ограничение существенно менялось, по крайней мере в мезозое и кайнозое. Вторым важным условием для развития рифовых построек является прозрачность вод — близ устьев мутных рек полоса рифов неизменно прерывается. Наконец, третье непременное условие развития кораллово-водорослевого осадочного комплекса — мелководность. Биоценозы кораллового рифа развиваются до глубин 50—60 м, но наиболее активный рост рифовых построек происходит у уреза воды, в диапазоне глубин 0—10 м, главным образом в зоне прибоя. Кораллово-водорослевые осадки занимают небольшую долю площади дна Мирового океана, но в узких ареалах своего распространения слагают осадочные тела огромной мощности — до 1000—1500 м и даже более (Тихий океан..., 1970).

Кораллово-водорослевые комплексы включают в себя осадочные образования по меньшей мере двух типов: 1) рифовые (биогермные) известняки, построенные из слоевищ известковых водорослей и колоний мадрепоровых кораллов; 2) биогенно-обломочные рыхлые осадки, состоящие из продуктов механического (а также биологического) разрушения как этих известняков, так и других известковых организмов, обитающих на рифах или вокруг них. Оба типа включают в себя множество структурно-генетических типов осадков (пород), для детального рассмотрения которых здесь нет места. Укажем лишь на некоторые общие черты.

Рифовые известняки формируются как горные породы уже в стадию седиментогенеза. Они обладают отчетливо выраженной, хорошо различимой макроскопически биоморфной структурой колоний кораллов и слоевищ известковых водорослей, сложно перемежающихся и сросшихся; включают остатки разнообразных бентосных организмов, особенно толстостенных моллюсков. Характерная особенность известняков — высокая пористость и кавернозность (как первичная, обусловленная биогенными структурами, так и вторичная — карстового происхождения).

Биогенно-обломочные кораллово-водорослевые осадки накапливаются, с одной стороны, в мелководных лагунах и на «известковых платформах»,

с другой — на внешних склонах рифов, обращенных в сторону больших глубин. Кроме того, формируются волновые аккумулятивные тела известкового детрита — основа коралловых островов. По структуре осадки эти чрезвычайно разнообразны. Гранулометрический состав колеблется от тончайшего пелитового ила (известковой муки) до крупных глыб кораллово-водорослевых известняков. Наиболее широко распространены слабо отсортированные песчано-алевритовые осадки со значительным содержанием крупного детрита, а также тонкодисперсного карбоната. Биогенно-детритовые структуры, как правило, хорошо различимы, но в тонкодисперсных разностях они бывают полностью разрушенными, и мы наблюдаем массы неопределенного пелитоморфного карбоната.

На склонах атоллов и побережий с барьерными рифами кораллово-водорослевые осадки распространены до глубин 1—2 км, иногда более. Здесь же развиты смешанные кораллово-фораминиферовые осадки.

Минеральный состав карбонатного вещества кораллово-водорослевых осадков сложный, поскольку разные осадкообразующие организмы осаждают карбонаты в различных минеральных формах. В них доминируют арагонит (кораллы, водоросли), магнезиальный кальцит и кальцит; встречается доломит, имеющий хемогенно-диагенетическое происхождение.

3.4. Другие типы бентогенных известковых осадков

Из донных организмов, обладающих известковыми скелетными образованиями или раковинами, осадкообразующими бывают в современном океане еще двустворчатые моллюски, гастроподы, брахиоподы, мшанки, донные фораминиферы, известковые водоросли, балянусы и некоторые другие. Самостоятельные типы осадков с явным доминированием одной группы организмов образуют моллюски (ракушечники), мшанки (скопления обломков), фораминиферы. Другие входят в состав разнодетритовых бентогенных осадков.

Осадки этой группы почти исключительно шельфовые, лишь изредка в небольших количествах они встречаются на мелководных вершинах подводных хребтов, в глубоких проливах.

Ракушечники представляют довольно разнообразную группу мелководных осадков, варьирующих в зависимости от систематического состава фауны моллюсков (устричные, пектеновые, мидиевые) и степени их дробления (цельнораковинные, крупнодетритовые, песчаные). Обычно они содержат разнообразные обломки других известковых организмов, а также терригенный обломочный материал.

Мшанковые детритовые осадки описаны на шельфе Южной Австралии и небольшими участками на шельфах Охотского и Берингова морей (Лисицын, Петелин, 1953), где распространены до глубин 100—150 м. Состоят из обломков колоний мшанок, сложенных арагонитом или магнезиальным кальцитом, обычно с примесью детрита других представителей эпифауны, песка и гравийно-галечного материала. По гранулометрическому составу это обычно песчаные или более грубые осадки.

Разнодетритовые осадки состоят из разнообразных известковых обломков, преимущественно представителей эпифауны (кораллов, гидроидов, серпулид), а также моллюсков, морских ежей и др. Распространены на шельфах, иногда — на верхних частях склонов, в проливах, где сочетаются с грубообломочным или песчаным терригенным материалом.

§ 4. КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ И ПОРОДЫ

К кремнистым в петрографии осадочных пород относят породы, состоящие преимущественно из аморфного SiO_2 или продуктов его диагенетической раскристаллизации. Высококремнистые обломочные породы (кварцевые пески) сюда не включаются.

В классификациях современных осадков кремнистые илы были выделены в особую генетическую и петрографическую категорию еще по материалам экспедиции на судне «Челленджер» (Murray, Renard, 1891), а затем изображались на всех литологических картах, обычно под названиями радиоляриевых и диатомовых илов. Методика диагностики и критерии выделения их, однако, до сих пор остаются неудовлетворительными, а само понятие «кремнистые осадки» плохо согласуется с понятием «кремнистые породы». При разработке количественных критериев выделения этой группы осадков возникают пока не преодоленные аналитические трудности. Широко применявшийся до настоящего времени химический метод определения аморфного (опалового) SiO_2 (метод содовых вытяжек), удовлетворительный при анализе опала панцирей диатомей, дает заведомо заниженные результаты в присутствии спикул губок и радиолярий, растворяющихся не полностью. Недостаточно разработаны и пока не нашли широкого применения методы инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии (с переводом опала в кристобалит). Не проведены пока массовые определения валовых содержаний в осадках SiO_2 и Al_2O_3, по соотношению которых можно рассчитать долю «избыточного» биогенного кремнезема, используя довольно постоянное отношение SiO_2/Al_2O_3 в глинах — около 3,5. На практике, в том числе при описании кернов глубоководного бурения, кремнистые осадки часто выделяются по визуальному подсчету кремнистых скелетных форм микроорганизмов под микроскопом. Весьма низкая точность и неизбежная субъективность таких определений очевидны.

В вопросе о граничных значениях биогенного опала при выделении океанских кремнистых осадков также нет единого мнения. В классификациях осадочных пород кремнистые породы выделяются чаще всего по 50% содержания аморфного кремнезема или аутигенных продуктов его раскристаллизации (Геологический словарь..., 1973). Предлагалось также провести границу по 70% (Н. М. Страхов). Многие исследователи вообще воздерживаются от точных количественных критериев, ограничиваясь качественными определениями кремнистых пород как «преимущественно» или «в значительной мере» состоящих из кремнистых минералов осадочного происхождения (М. С. Швецов, Г. Б. Мильнер и др.).

В классификации современных осадков П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960) предлагается критерий 50% $SiO_{2аморф}$, но в составленных на ее основе легендах многочисленных литологических карт кремнистые осадки обычно выделены по 30% $SiO_{2аморфн}$ (слабокремнистые по 10—30%, для радиоляриевых — 5—30%). Очевидно, что, даже если учесть неполное растворение биогенного опала и внести поправку на содержание в нем связанной воды, многие осадки, попадающие в эту группу, не соответствуют по составу кремнистым породам, а должны быть отнесены к смешанным кремнисто-глинистым.

В данной работе предлагается относить к кремнистым осадкам только те, в которых содержание аморфного кремнезема превышает 50%, что приблизительно соответствует содержанию опаловых скелетных остатков более 70%. Количество валового (бескварцевого) кремнезема в таких осадках будет также более 70%, а отношение SiO_2/Al_2O_3 превышает 9—9,5. Из этой категории должны быть исключены осадки с высоким содержанием кислого вулканического стекла, в котором валовый кремнезем достигает 70—75%.

Критерий 70%-ного валового кремнезема, вероятно, приемлем и для литифицированных силицитов, в которых (по данным микроскопического исследования) не содержится в существенных количествах обломочный кварц или кислое вулканическое стекло.

Из современных к кремнистым осадкам будут, таким образом, отнесены высококремнистые диатомовые илы приантарктического пояса (Лисицын, 1966а), Охотского моря (Безруков, 1960) и зон апвеллингов, а также прослои этмодискусовых илов в пелагических глинах или глинисто-радиоляриевых илах. Все радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы, значительная часть диатомовых и кремнево-губковых осадков будут описаны как кремнисто-глинистые, поскольку в их составе глина составляет более 30% (чаще более 50%).

Высококремнистые осадки и породы встречаются среди дочетвертичных отложений океанов, вскрытых бурением или добытых при драгировании (тралении). Помимо диатомовых илов (диатомитов) и более редких кремнево-губковых осадков, сюда относятся широко распространенные диагенетические кремни, порцелланиты, окремнелые аргиллиты.

4.1. Диатомовые илы

Современные высококремнистые диатомовые илы известны в Охотском море (Безруков, 1960) и в приантарктическом кремневом поясе (Лисицын, 1966а, 1974). В обоих районах они генетически связаны с высокой продуктивностью диатомового планктона, с незначительным поступлением разбавляющего терригенного материала и с условиями малой подвижности придонных вод, не препятствующей массовому осаждению очень легкого диатомового детрита.

Макроскопически, в натуральном виде, диатомовые илы представляют собой тонкие, мягкие, очень пористые осадки характерной упругой («творожистой») консистенции с небольшой липкостью. Они содержат до 80—90% (по объему) поровой воды. Цвет гемипелагических разностей зеленовато-серый, реакция — восстановительная. Приантарктические пелагические диатомовые илы находятся на всю мощность, вскрытую колонками, в окисленном состоянии (Eh положительный, достигает +175 мв) и имеют светлый желтовато-коричневый цвет.

В составе диатомовых илов преобладают опаловые панцири диатомей и их детрит. Численность целых створок диатомей в антарктических диатомовых илах максимально достигает 440 млн. в 1 г сухого осадка. Размеры панцирей большей части руководящих видов колеблются в пределах от 10—20 до 75—100 мкм. Целые створки диатомей, таким образом, попадают в алевритовые и даже песчаные гранулометрические фракции, особенно во фракцию 0,05—0,01 мм. Детрит диатомей обнаруживается под электронным микроскопом во всех пелитовых фракциях вплоть до размера менее 1 мкм, но, судя по механическим и отдельным пофракционным химическим анализам высококремнистых диатомовых илов, основная масса его имеет размеры от 5 до 10 мкм. На гранулометрических спектрах отчетливо вырисовывается максимум (до 50—70%) в этих пределах.

Большинство океанских диатомовых илов относится гранулометрически к пелитовым илам, что указывает на преобладание детрита над целыми створками диатомей. Под микроскопом в препаратах или шлифах структура осадка выглядит как биоморфно-микродетритовая. При этом крупные узорчатые створки, покрывающие почти все поле зрения, создают ложное впечатление о значительном преобладании целых форм над детритом.

Кроме диатомей, нередко в значительном количестве присутствуют радиолярии, силикофлягелляты, иногда спикулы губок. Важнейшей абиоген-

ной составляющей является глинистое вещество — глинистые и тонкодисперсные обломочные минералы, присутствие которых в микроскопических препаратах обнаруживается с трудом. Примесь обломочных минералов алевритовой крупности обычно очень небольшая.

Химический состав высококремнистых диатомовых илов характеризуется низким содержанием Fe (0,15—1%), Mn (менее 0,01%), Ti (менее 0,1%). Диатомовые илы приантарктического пояса бедны органическим веществом ($C_{орг}$ = 0,18—0,30%), в Охотском море наблюдается относительно повышенное содержание $C_{орг}$ (0,5—1%). Содержание SiO_2 валового достигает (по немногочисленным определениям) 76,5%, а максимальное содержание $SiO_{2аморфн}$, определенного методом содовых вытяжек, составляет 70% (Лисицын, 1966а). Количественно следующим за SiO_2 химическим компонентом является Al_2O_3, в большинстве случаев входящий в глинистые минералы, иногда — в состав вулканического стекла.

4.2. Этмодискусовые илы

Диатомовые илы, сложенные преимущественно створками и детритом крупных тропических диатомей рода Ethmodiscus (главным образом Ethmodiscus rex), известны только в плейстоцене. Ареалы их распространения ограничены тропическими поясами океанов (Лисицын, 1966а; Тихий океан..., 1970; Gardner, Burckle, 1975). Внутри этих ареалов этмодискусовые илы встречаются пятнами, в виде сравнительно маломощных (десятки сантиметров, реже до нескольких метров) прослоев в бескремнистых пелагических глинах или диатомово-радиоляриевых кремнисто-глинистых осадках. Прослои эти обычно четко ограничены. Особенно резки нижние контакты, нередко имеющие характер размытых поверхностей, на которые чистые высококремнистые этмодискусовые илы отложены без всяких постепенных переходов, иногда со следами размыва.

В препаратах (мазках) видна своеобразная угловато-пластинчатая или чешуйчатая структура, созданная обломками крупных по диаметру (0,5—1,5 мм), но очень тонких прозрачных створок этмодискусов с тончайшим узором. В шлифах поперек слоистости видны срезы створок — тонкие, сильно удлиненные, изогнутые, напоминающие волокна. Текстура при этом может быть параллельно-чешуйчатая, а в других случаях — спутанная. В. Н. Свальновым (1975) наблюдалась смена спутанно-чешуйчатых текстур на параллельно-чешуйчатые при переходе от нижних частей прослоев этмодискусового ила к верхним. Эти и некоторые другие структурно-текстурные признаки указывают на осаждение этмодискусового ила из густой суспензии, вероятно, стекающей вниз по подводным склонам и скапливающейся в низинах. Механическая концентрация ажурных крупных створок этмодискусов в суспензии, перемещающейся по дну, по-видимому, может объяснить парадоксальный факт чистоты таких кремнистых осадков даже в малопродуктивных районах океана, среди пелагических глин. Следует, однако, подчеркнуть, что чистота эта нередко кажущаяся. Крупные створки этмодискусов создают в осадке своеобразный каркас, удерживающий наряду с большим количеством воды глинистые частицы во взвешенном состоянии в поровой воде, так что они не влияют на физические свойства (консистенцию) осадка.

4.3. Постседиментационные (диагенетические, эпигенетические) кремнистые породы

Глубоководным бурением доказано широкое распространение в толщах осадочных пород под дном океанов вторичных кремнистых образований — кремней, в разной степени окремнелых глинистых и известковых пород.

Кремни образуют маломощные прослои, линзы или конкреции толщиной от долей до десятков сантиметров, встречающиеся в определенных частях разрезов очень часто, а в других редко. Обогащенные кремневыми прослоями и линзами интервалы в кернах скважин относятся к отложениям разной глубины захоронения и разного возраста, но обычно не моложе палеогеновых. Кремни встречаются в породах различного первичного состава (глинистых, кремнистых, карбонатных) без очевидной связи с составом вмещающих осадков. Кремневые стяжения имеют обычно резкие извилистые границы, но иногда удается наблюдать переходные зоны (также четко очерченные) между вмещающими осадками и кремнями.

Кроме буровых скважин, образцы кремней сходного облика и состава получены при драгировках со склонов глубоководных желобов (Мурдмаа, Безруков, Богданов, 1970) и со склонов гайотов (Безруков и др., 1969). Иногда они встречаются в виде тонких плиток на поверхности пелагических глин или в ядрах конкреций.

Кремни сложены различными модификациями аутигенного кремнезема — опалом (обычно с неупорядоченной структурой кристобалита-тридимита), кристобалитом, халцедоном или полнокристаллическим мозаичным кварцем. Отмеченное преимущественное распространение кристобалит-тридимитовых кремней в глинистых породах, а кварц-халцедоновых — в известняках во многих случаях не подтверждается. По имеющимся данным, минеральный состав кремней не имеет прямой зависимости от состава вмещающих пород. Иногда удается наблюдать зональное строение кремней с переходом от кварц-халцедоновых внутренних зон к кристобалитовым и опаловым внешним коркам.

Структура кремней варьирует в связи с минеральным составом (степенью раскристаллизации кремнезема) от скрытокристаллической и микроглобулярной (с характерными пластинчато-кристаллическими глобулями — леписферами) в опаловых и кристобалитовых кремнях до радиально-лучистой, часто пойкилобластовой — в халцедоновых и мозаичной аллотриоморфнокристаллической — в кварцевых. Наблюдаются реликтовые биоморфные структуры фораминифер, кокколитов, радиолярий, спикул.

Содержание кремнезема в кремнях, как правило, высокое — от 80—85% до почти 100%. Отмечены изменения в соотношениях других компонентов по сравнению с вмещающими осадками — увеличение железа по отношению к алюминию, кальция и др.

Окремнелые глинистые породы пока меньше изучены, но, по-видимому, имеют значительное распространение в разрезах терригенных осадков континентальных окраин, где слагают слои гораздо большей мощности, чем кремни. В скв. 387 43-го рейса б/с «Гломар Челленджер», например, окремнелые аргиллиты слагают нижнюю часть разреза (около 200 м) эоценовых турбидитов, чередуясь со слабо литифицированными глинами, радиоляриевыми осадками и кремнями (Tucholke, Vogt e. a., 1978). Химическими анализами, выявлено содержание в них валового кремнезема 65—80% (Murdmaa e. a., 1978). В шлифах видны выделения опала-кристобалита в интерстициях между листочками гидрослюд. Электронномикроскопические исследования показали развитие кристобалитовых леписфер. Дифрактометрией выявлено повышенное содержание неупорядоченного кристобалита-тридимита.

Окремнелыми оказались также отдельные интервалы мощной толщи черных и серых обогащенных органическим веществом меловых глин в том же районе. В них аутигенный кремнезем представлен халцедоном, пойкилобластовые и радиально-лучистые выделения которого хорошо видны в шлифах. Дифрактометрия показывает высокое содержание кварца.

§ 5. МНОГОКОМПОНЕНТНЫЕ («СМЕШАННЫЕ») ОСАДКИ И ПОРОДЫ

Между однокомпонентными («чистыми») типами осадков можно найти многочисленные переходные разности, в которых два или несколько компонентов сочетаются в примерно равных или близких количествах. Но только сравнительно небольшое число типов этих смешанных осадков имеет самостоятельное значение в океане, покрывая значительные площади дна и образуя существенные по мощности тела, в том числе отдельно от входящих в их состав «чистых» типов. К таким самостоятельным типам смешанных осадков, сама суть которых заключается в двух или трёхкомпонентном составе, относятся обломочно-глинистые терригенные, туффитовые, мергельные, кремнисто-глинистые и кремнисто-известковые осадки.

5.1. Терригенные обломочно-глинистые осадки и породы

Обломочно-глинистые разности занимают важное место среди терригенных осадков океанов и морей. Это не просто промежуточное звено между песчано-алевритовыми и глинистыми осадками, а вполне самостоятельная группа, в которой заключена значительная доля из общей массы терригенного материала, сносимого с континентов.

В группу обломочно-глинистых отнесены терригенные осадки, содержащие по 30—70% глинистого и обломочного материала. Сюда же следует отнести сильтово-глинистые осадки, в которых содержится 30—70% сильта (фракции 5—50 мкм). Смешивание обломочного и глинистого компонентов может быть результатом как неполной механической дифференциации, так и наложения в процессе осаждения двух независимых потоков вещества.

Обломочно-глинистые осадки наиболее широко распространены на континентальных склонах и на их подножиях, а также в толщах турбидитов абиссальных равнин. Как правило, они развиты в условиях интенсивного поступления терригенного материала и сравнительно небольшой протяженности путей его переноса. У устьев крупных рек обломочно-глинистые осадки развиты в дельтах, приустьевых бухтах и на открытом шельфе. Они встречены на склонах приконтинентальных глубоководных желобов вплоть до их максимальных глубин.

Песчано-алевритово-глинистые, а еще чаще алевритово-глинистые илы, сильтово-глинистые терригенные осадки всех возрастов (от поздней юры до современных) встречены в скважинах, пробуренных на континентальных окраинах всех океанов. Нередко они образуют толщи мощностью в многие сотни метров, переслаиваясь с гемипелагическими глинами.

Все сколько-нибудь значительные накопления обломочно-глинистых осадков относятся к сероцветным, имеют восстановительную реакцию и содержат подвижные Fe и Mn преимущественно в закисной форме. Окислены лишь маломощные поверхностные плёнки и прослои, имеющие коричневую окраску. В натуральном виде современные осадки этого типа серые или зеленовато-серые, мягкие, обладают связностью (в сухом виде не сыпучие). Влажность и пористость их возрастает с увеличением содержания пелитовой фракции.

Гранулометрически осадки, как правило, плохо отсортированы, нередко наблюдаются двухвершинные и многовершинные кривые распределения зерен по размерам. Широко распространены также одновершинные алевритово-пелитовые или сильтово-глинистые илы, в которых модальный диаметр находится в пределах 5—50 мкм, а содержание фракции менее 10 мкм (пелита) составляет 50—70%.

Минеральный состав обломочного материала зависит от комплексов пород питающей провинции и находит выражение в терригенно-минералоги-

ческих провинциях осадков. Наиболее обильны обычно кварц, плагиоклаз, слюды, обломки пород, а из тяжелых минералов — пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота, черные рудные минералы. Глинистое вещество обломочно-глинистых осадков состоит из тех же глинистых минералов, которые слагают гемипелагические глины, но комплексы их более разнообразны, нередко в них выше содержания хлорита, каолинита. Из аутигенных минералов распространены пирит и глауконит, в древних, частично литифицированных отложениях также клиноптилолит, сидерит, родохрозит, а в окремнелых разностях — опал, кристобалит-тридимит.

Из биогенных остатков в океанских обломочно-глинистых осадках встречаются фораминиферы (в том числе донные), кокколиты, диатомеи, радиолярии, спикулы губок. Нередки растительные остатки наземного происхождения, а в мелководных фациях — раковины моллюсков.

Обломочно-глинистые осадки отличаются от глин обычно повышенным содержанием кремнезема (за счет кварца и полевых шпатов). Содержание Fe в них умеренно низкое (3—5%). Ниже, чем в гемипелагических глинах, также содержание большинства малых элементов. Содержание Fe, Mn и малых элементов при прочих равных условиях возрастает с увеличением содержания пелитовой фракции. Также возрастает в целом содержание органического вещества. Следует, однако, иметь в виду, что закономерная связь с пелитом этих химических компонентов выявляется статистически при использовании данных большого количества определений. При сравнении осадков конкретных районов (осадочных толщ, формаций) обнаруживаются существенные отклонения от этого правила.

Для обломочно-глинистых осадков характерны микрослойчатые и градационно-слоистые текстуры. В слоистых толщах турбидитов или «контуритов» (отложений придонных «контурных» течений, идущих вдоль склона) мы имеем дело как с настоящими смешанными обломочно-глинистыми осадками, так и с тонким чередованием глинистых и обломочных слойков. В последнем случае можно говорить о «ритмитах», которые, по мнению предложившей этот термин Л. Н. Ботвинкиной (1966), должны быть отнесены к смешанным осадкам. В склоновых обломочно-глинистых осадках нередки оползневые текстуры (плойчатые, брекчиевидные). Широко распространены осадки с неупорядоченной текстурой («бестекстурные»).

5.2. Туффитовые осадки, туффиты

К туффитовым в данной работе отнесены осадки, состоящие из смеси вулканического и осадочного компонентов в примерно равных количествах — от 30 до 70%. В качестве осадочного компонента в океанских туффитах могут присутствовать любые типы океанских осадков, в том числе смешанные (например, мергельные, кремнисто-глинистые). Вулканокластическая составляющая бывает продуктом как внутриокеанского базальтового, так и окраинно-океанского андезитового вулканизма. При этом решающее значение для относительной распространенности тех или иных разностей имеют тип вулканических извержений (их эксплозивность) и дальность разноса вулканокластических продуктов. Наименее вероятно образование туффитов из продуктов подводного базальтового вулканизма; шире всего распространены туффитовые осадки, связанные с вулканизмом андезитового пояса, а из последних — разности, образованные из сравнительно кислых вулканокластов.

Современные туффитовые осадки андезитового пояса обнаруживаются на расстояниях по крайней мере до 2000 км от ближайших субаэральных вулканических очагов, вокруг огненного кольца Тихого океана, а также в морях Малайского архипелага, в Индийском океане к западу от Зондской дуги,

в районах дуг Скоттия и Антильской в Атлантическом океане. В некоторых из этих районов туффиты вскрыты скважинами глубоководного бурения.

По составу осадочного компонента среди туффитовых осадков выделяются следующие основные типы:

1) глинисто-туффитовые, в которых вулканокластический материал смешан с гемипелагической или пелагической глиной;

2) известково-туффитовые, в которых содержится 30—70% $CaCO_3$, представленного кокколитово-фораминиферовым илом;

3) известково-туффитовые, где вулканокластический материал находится в смеси с бентогенным (кораллово-водорослевым, ракушечным) детритом;

4) мергельно-туффитовые — смеси вулканокластического материала с кокколитово-фораминиферовым мергельным осадком. В этом трехкомпонентном типе представляется целесообразным рассматривать смесь глины и известкового материала как единый компонент, противопоставляемый вулканокластическому материалу в процентном соотношении 30—70%. Содержание $CaCO_3$ (а также глины) в таких осадках, следовательно, будет равно 10—50%;

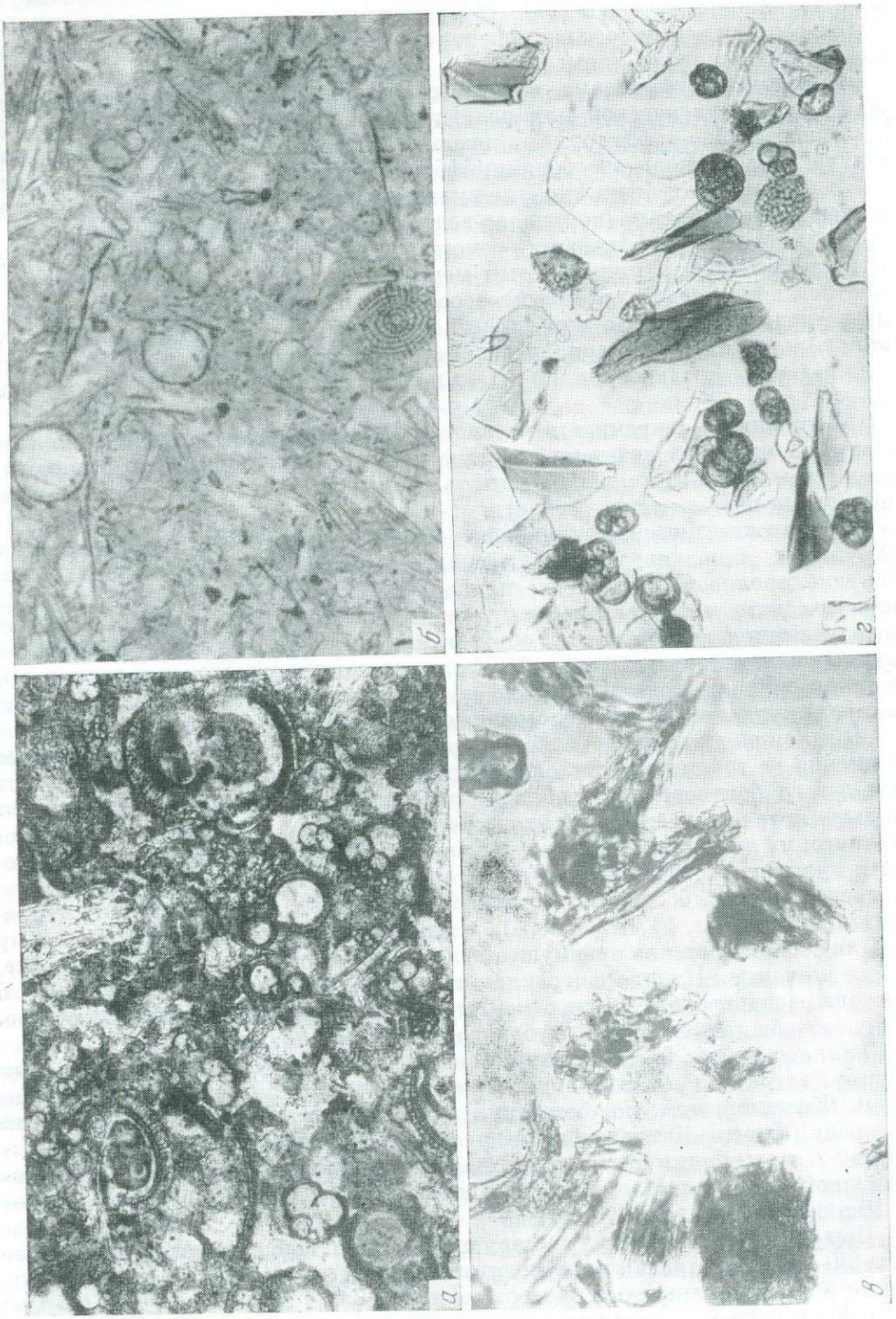
5) кремнисто- и кремнисто-глинисто-туффитовые осадки, где вулканокластический материал сочетается с диатомовым, радиоляриевым и глинистым веществом. В каждом можно выделить сероцветные гемипелагические и красноцветные пелагические разности.

Вулканокластический компонент бывает разнообразным по составу и структуре. В мелководных (шельфовых), а также некоторых глубоководных (на дне проливов, островных склонах) туффитовых осадках часть вулканокластического материала несет признаки окатанности и сортировки. Грань между истинными туффитами, образованными первичной, непереработанной вулканокластикой, и тефроидными или вулканотерригенными вариантами в таких случаях теряется. Далеко не всегда можно однозначно определить природу вулканогенного обломочного материала и в туфо-турбидитах.

В целом выдерживается закономерность: ближе к вулканическим очагам, а именно на вершинах и склонах подводных горных сооружений островных дуг и в глубоководных желобах, в состав туффитовых образований входит больше лито- и кристаллокластического материала, в том числе грубообломочного; на ложе океана и на дне окраинных морей главным осадкообразующим вулканокластическим компонентом становится вулканическое стекло, особенно кислое, бесцветное, сходное с описанным в глубоководных тефровых прослоях (см. § 1, 1.2 (рис. 4)), а также пемза. По гранулометрическому составу обломки стекла преимущественно алевритовые или крупнопелитовые, реже песчаные. Именно витрокластические алевритовые туффиты кислого состава распространяются на огромные расстояния от вулканических очагов, создавая обширные поля в глубоководных областях.

Глинисто-туффитовые осадки, связанные с вулканизмом андезитовых поясов, встречаются в котловинах окраинных морей Тихого океана (Японском, Филиппинском, Соломоновом, Сулавеси), на склонах глубоководных желобов (Курило-Камчатского, Марианского, Тонга-Кермадек) и в примыкающих к островным дугам окраинных частях океанских котловин (Северо-Западной, Восточно-Марианской, Южной — в Тихом океане, Кокосовой — в Индийском океане).

По гранулометрическому составу это, как правило, алевритово-пелитовые илы (30—50% алеврита), реже пелитово-алевритовые или более тонкие пелитовые (сильтово-глинистые, содержащие 30—50% фракции 0,05—0,005 мм) илы. В последнем случае они сложены смесью глины с очень тонким витрокластическим материалом. Известны также разности, состоящие из смеси обломков пемзы песчано-гравийного размера и глины. Гранулометрический состав, в том числе содержание фракции мельче 5 мкм, лишь в первом прибли-


б
г
а
в

жении отражает количественные соотношения между глинистым и вулканокластическим веществом в глинисто-туффитовых осадках, ибо последнее бывает нередко очень тонкозернистой, попадая во все фракции. Единственным методом диагностики этого типа осадков остается микроскопия как оптическая, так и электронная.

Состав глинистых минералов во всех изученных пока случаях совершенно не зависит от присутствия вулканокластики, подчиняясь в туффитово-глинистых осадках тем же закономерностям, что и в терригенных. Аутигенного глинообразования за счет изменения аллохтонного кислого стекла в сколько-нибудь заметных масштабах пока не обнаружено (Курносов и др., 1976; Муравьев, 1974). Глинистая составляющая, по-видимому, всегда терригенная. Песчано-алевритовая и крупнопелитовая фракции практически нацело сложены вулканокластическим материалом. Обычно резко преобладает бесцветное, реже бурое вулканическое стекло. Из минералов присутствуют плагиоклаз, пироксены, роговая обманка, титаномагнетит, в некоторых случаях — биотит, циркон.

По валовому (силикатному) химическому составу описываемые туффитово-глинистые осадки отличаются от чистых глин повышенным содержанием SiO_2 (до 70%), пониженным — Al_2O_3, MgO. Содержание Fe, Mn, Ti близко к обычному, наблюдаемому в соответствующих типах глин.

Известково-туффитовые пелагические осадки распространены на дне некоторых окраинных морей тропической зоны Тихого океана (Бисмарка, Соломонова, Фиджи), удаленных от континентальных источников терригенного материала, а также на склонах далеко выдвинутых в океан островных дуг (Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга), всюду на глубинах, не превышающих КГК. В скважинах, пробуренных с б/с «Гломар Челленджер», известково-туффитовые осадки встречены многократно, например, в скв. 296 в северной части Филиппинского моря в составе олигоценовой толщи туфов и туффитов (Karig, Ingle e. a., 1975).

В большинстве это гранулометрически несортированные песчано-алевритово-пелитовые или алевритово-пелитовые илы, в которых биоморфный или биоморфно-детритовый (кокколитово-фораминиферовый) структурный рисунок сочетается с витрокластической (см. рис. 4, *а*), реже кристалло-витрокластической структурой вулканогенных частиц, размер которых в основном песчано-алевритовый. Нередко существенную роль в составе осадков играют обломки пемзы (иногда окатанные) размера гравия или более крупные.

Помимо неупорядоченной, встречаются слоистые текстуры известково-туффитовых осадков: чередуются слои мощностью от нескольких до десятков сантиметров, в разной степени обогащенные тефрой. В таких случаях наблюдается несовершенная градационная текстура: базальный слой ритма сложен гравием из пемзы или витрокластической тефрой с резким нижним контактом. Кверху содержание тефры постепенно убывает, осадок становится более тонкозернистым, карбонатность его возрастает. В таких текстурах, по-видимому, находят отражение эпизоды вулканической активности, но могут они создаваться и в результате переотложения осадков суспензионными потоками.

Минеральный состав тефры в известково-туффитовых осадках такой же, как в глинистых туффитах. Для тонкой фракции (менее 1 мкм) характерно

Рис. 4. Глубоководные туффитовые осадки

а — известково-туффитовый ил — обломки бесцветного «псевдоволокнистого» вулканического стекла в массе фораминиферового ила, шлиф, увел. 200; *б*— кремнисто-туффитовый (этмодискусово-радиоляриево-витрокластический) ил, увел. 320; *в* — форма обломков кислого вулканического стекла из известково-туффитового осадка, фракция 0,1—0,05 мм, увел. 300; *г* — форма обломков базальтового стекла (серые), оливина (с высоким рельефом) и плагиоклаза (бесцветные с низким рельефом) из известково-туффитового ила Центрально-Индийского хребта, фракция 0,1—0,05 мм, увел. 300

почти полное отсутствие глинистых минералов: на рентгенограмме бескарбонатного остатка записывается в основном аморфный фон.

Содержание $CaCO_3$ в чистых (безглинистых) известковых туффитах составляет 30—70%. Бескарбонатный материал тефры чаще всего имеет липаритовый состав, но также дацитовый, андезитовый. Содержание SiO_2 валового в пересчете на бескарбонатный материал составляет соответственно 55—70%. Концентрация Fe, Mn, Ti и микроэлементов низкая.

Мергельно-туффитовые осадки отличаются от известково-туффитовых существенным (10—50%) содержанием глинистого компонента. Примеры их известны среди гемипелагических осадков в морях Малайского архипелага. Олигоценовые мергельные туффиты описаны в скв. 296 б/с «Гломар Челленджер» (северная часть Филиппинского моря, Karig, Ingle e. a., 1975).

По гранулометрическому составу мергельно-туффитовые осадки обычно алевритово-пелитовые. Присутствие значительного количества глины предопределяет увеличение содержания фракций мельче 5 мкм по сравнению с известково-туффитовыми. Структура карбонатного материала биоморфная кокколитово-фораминиферовая или детритово-пелитоморфная. На карбонатном фоне с трудом просматривается микрочешуйчатая структура глинистого вещества. Тефровый компонент витрокластический или кристалло-витрокластический. Как и в глинисто-туффитовых осадках, глинистые минералы мергельных туффитов целиком терригенные, не зависят от вулканокластического материала.

Кремнисто-туффитовые и кремнисто-глинисто-туффитовые осадки, представляющие собой смесь тефры с биогенными кремнистыми осадками, развиты в пределах поясов и зон кремненакопления в тех районах, где последние входят в ареалы рассеяния вулканокластики андезитового пояса. Диатомово-туффитовые илы известны в Охотском и Японском морях и в Северо-Западной котловине Тихого океана. В восточной тропической части Индийского океана, к западу от Зондских островов, описаны радиоляриево-туффитовые осадки (Свальнов и др., 1976). Встречаются те и другие на глубинах ниже КГК.

По гранулометрическому составу кремнисто-туффитовые осадки относятся к алевритово-пелитовым или пелитовым илам. Структурный рисунок их создается сочетанием биоморфно-детритовой (диатомовой, радиоляриевой) структуры биогенного опала, микрочешуйчатой — глинистых минералов и витрокластической (реже кристалло-витрокластической)— тефры.

В большинстве описанных случаев эти осадки характеризуются более или менее отчетливо выраженной слоистостью, точнее, они входят в состав слоистых пачек кремнистых, туфо-кремнистых, кремнисто-туффитовых и тефровых осадков. Наблюдается переход от чистой витрокластической тефры, лежащей на кремнистом иле, к туффитовому осадку с постепенным уменьшением кверху вулканокластической составляющей (Свальнов и др, 1976). Мощности подобных ритмов — порядка десятков сантиметров.

В минеральном составе осадков доминируют опал (целиком биогенный), кислое вулканическое стекло, глинистые минералы. Присутствует плагиоклаз, реже кварц. В тяжелой фракции алеврита встречаются пироксены, роговая обманка, биотит, циркон, титаномагнетит. В окисленных (пелагических) разностях в качестве аутигенной примеси встречены железомарганцевые микроконкреции, в восстановленных (гемипелагических) обычен пирит.

Известково-туффитовые бентогенные образования развиты главным образом в островных дугах тропической зоны, где биогермные кораллово-водорослевые известняки или другие бентогенные известковые осадки накапливаются вблизи активных вулканов. Пестрота мелководных фаций островных дуг предопределяет многообразие разновидностей описываемых осадков. Рассмотрим здесь лишь несколько примеров.

На банке Метис в архипелаге Тонга в непосредственной близости от очага происшедшего за месяц до этого подводного извержения одноименного вулкана (Мурдмаа и др., 1969) дночерпателями с глубин 50—100 м были подняты обломки пемзы, обросшие обильной (в том числе известковой) эпифауной, известковый детрит в смеси с пемзовыми обломками и вулканическим песком, а также растущие in situ колонии мшанок, засыпанные тонким отсортированным пеплом. В захороненном виде разрез таких осадков можно представить как скопление пемзы и более тонкой тефры, беспорядочно перемежающихся и «проросших» известковыми каркасами донной эпифауны, а также их детритом.

В депрессии между двумя грядами — вулканической внутренней и невулканической (коралловой) внешней — в той же дуге Тонга встречены черные (преимущественно шлаковые) вулканотерригенные (тефроидные?) пески с обильным известковым детритом размера песка и гравия. В данном случае, по-видимому, имеет место встречный снос в депрессию материала с обеих гряд.

В Южно-Курильском проливе, к западу от о-ва Шикотан, были встречены типично вулканотерригенные пески, обогащенные бентогенным известковым детритом, главным образом ракушечным. Отнесение подобных осадков к туффитовым, однако, спорно.

Туффиты, связанные с *внутриокеанским базальтовым* вулканизмом, имеют гораздо меньшее распространение. К ним могут быть отнесены пелагические известковые осадки с обломками базальтового стекла, плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена, встречающиеся в виде маломощных прослоев в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (Безруков и др., 1972), и палагонитовые эвпелагические глины, состоящие из обломков палагонитизированного базальтового стекла и преимущественно монтмориллонитового глинистого вещества (Скорнякова и др., 1971). Кроме того, на склонах вулканических островов накапливаются обломочно-глинистые и обломочно-карбонатные осадки, отнесение которых к туффитам, однако, спорно, поскольку базальтовая по составу вулканокластическая составляющая в них представлена в основном не первичной тефрой, а вулканотерригенным материалом. Многие базальтовые брекчии с пелагическим осадочным цементом, встречающиеся на подводных поднятиях Мид-Пацифик, Манихики и др. (Мурдмаа и др., 1972; Мурдмаа, 1976), хотя по составу и соответствуют туффитам, по происхождению должны быть также отнесены к вулкано-эдафогенным отложениям.

Туффиты с вулканокластикой базальтового состава встречены в разрезах океанских осадков, вскрытых бурением. Как правило, они тесно ассоциируют с вулканокластическими породами или базальтами основания, но иногда образуют и самостоятельные слои среди осадков. Примеры глинистых туффитов базальтового состава имеются на плато Манихики (скв. 317) (Schlanger, Jackson e. a., 1976), на склонах подводных гор Новой Англии в Атлантическом океане (скв. 382 и 385, Tucholke, Vogt e. a., 1978). Карбонатные базальтовые туффиты вскрыты на Срединно-Атлантическом хребте в 46-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» (Dmitriev, Heirtzler e. a., 1976). Осадочная составляющая в этих осадках (породах) по происхождению пелагическая. В случае глинистых туффитов, однако, не исключена возможность аутигенного глинообразования за счет измененной гиалокластики.

5.3. Мергельные осадки, мергели

К мергельным или глинисто-известковым отнесены океанские осадки, состоящие из смеси биогенного $CaCO_3$ и глинистого вещества в примерно равных количествах — каждого от 30 до 70%. Таким образом, сюда попадают осадки, ранее описанные как известковистые (30—50% $CaCO_3$) и известковые (50—

70% $CaCO_3$), но только те из них, бескарбонатная часть которых представлена преимущественно глинистым веществом. Кроме глины, карбонатный материал в океане может сочетаться в тех же количественных соотношениях еще и с другими бескарбонатными составляющими — биогенным кремнистым материалом (кремнисто-известковые осадки), теригенным или вулканогенным обломочным материалом (обломочно-известковые, известково-туффитовые осадки), которые, конечно, не могут быть отнесены к мергельным.

В океане можно различить два основных литолого-фациальных типа глубоководных мергельных осадков: гемипелагический и пелагический.

Пелагические мергельные илы занимают фациальное положение между пелагическими глинами и известковыми осадками, Образование их обусловлено частичным растворением $CaCO_3$ в глубинных водах, за счет чего понижается карбонатность и возрастает доля глинистого вещества. Нижней батиметрической границей их распространения служит КГК.

Цвет пелагических мергельных илов светло-каштановый или бежевый. Под микроскопом в препаратах или шлифах уже при содержании 30% $CaCO_3$ и выше тонкодисперсная глинистая составляющая различается с трудом на фоне карбонатного вещества. Карбонат представлен кокколитами и фораминиферами, последние несут следы растворения или встречаются в виде детрита. Как правило, наблюдается увеличение относительной роли наннопланктона по сравнению с известковыми илами за счет более легкой растворимости раковин фораминифер вблизи критической глубины. Имеются, однако, примеры, когда почти весь карбонат в пелагических мергельных илах представлен детритом фораминифер. Гранулометрически пелагические мергельные илы пелитовые или алевритово-пелитовые, при этом песчано-алевритовые фракции сложены преимущественно фораминиферами и их обломками. Кроме того, встречаются радиолярии, микроконкреции, костный детрит, цеолиты, иногда аутигенный целестобарит. Химически мергельные илы занимают промежуточное положение между пелагическими глинами и известковыми илами.

Гемипелагические мергельные осадки представляют собой переходный тип от гемипелагических глин к известковым осадкам. В отличие от пелагических они могут образоваться не столько при растворении $CaCO_3$ вблизи КГК, сколько в результате усиленного поступления терригенного глинистого вещества, оказывающего разбавляющее влияние на биогенное карбонатонакопление. Имеются также примеры механического смешивания глинистого и известкового материала в процессе переотложения осадков суспензионными потоками. Мергельными осадками представлены верхние члены ритмов терригенно-карбонатных турбидитов, например на абиссальных равнинах Бенгальского залива и Аравийского моря. В разной степени литифицированные гемипелагические мергели широко распространены в разрезах мезозойско-кайнозойских отложений континентальных окраин, вскрытых бурением.

Гемипелагические мергельные осадки имеют маломощный коричневатый окисленный слой, под которым осадки окрашены в серые, иногда голубоватые или сиреневые тона. На границе окисленного и восстановленного слоев нередко наблюдается уплотненная коричневая зона цементации, обогащенная железом. Поскольку растворение карбоната при образовании этих осадков не обязательно, структура фораминиферового известкового компонента может быть и цельнораковинной и детритовой. Различна также роль пелитоморфного карбоната и его состав. Наблюдаются разности, где преобладающая часть известкового материала сосредоточена в песчано-алевритовых фракциях, тогда как пелит представлен в основном глиной. Чаще все-таки в составе пелита содержится значительная доля пелитоморфного карбоната, представленного кокколитами и тонким детритом фораминифер. Доплейстоценовые мергели континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов представлены в основном наннопланктонными разностями.

Особую разновидность мергельных осадков представляют глинисто-известковые илы склонов океанских вулканических островов, таких, как Таити или Самоа. Здесь в составе биогенного карбонатного материала значительную часть составляет тонкий кораллово-водорослевый детрит, сносимый с барьерных рифов. Обычно такие осадки обогащены еще вулканотерригенным обломочным материалом базальтового состава.

Мергели с переотложенным мелководным известковым детритом, отложившиеся в глубоководных условиях, известны в скважинах океанского бурения.

Наконец, имеется группа мелководных мергельных осадков, распространенная на шельфах тропического пояса вблизи устьев крупных рек. Карбонатный материал в них представлен разнообразным бентогенным детритом широкого гранулометрического диапазона — от целых раковин до тонкого пелита.

5.4. Кремнисто-глинистые осадки и породы

К этой широко распространенной группе океанских осадков отнесены диатомовые, диатомово-радиоляриевые, радиоляриевые и спикуловые илы, содержащие биогенный кремнезем в подчиненном количестве по отношению к преобладающей глинистой составляющей. Условным количественным критерием для их выделения можно считать содержание химически определенного $SiO_{2\,аморф}$ от 10 до 50%, а для радиоляриевых илов нижний предел, возможно, следует снизить до 5%, как это делалось при выделении слабокремнистых осадков в практике работ Института океанологии (Безруков, Лисицын, 1960; Безруков и др., 1961; Лисицын, 1966а, б; Тихий океан..., 1970).

Таким образом, здесь мы несколько отходим от заявленного в начале данного параграфа критерия выделения смешанных осадков по содержанию 30—70% каждого из компонентов. Такое отклонение оправдано тем, что уже добавление к глине 10—20% опаловых скелетных остатков существенно меняет ее физические свойства и облик, а осадки с таким содержанием биогенного кремнезема занимают четкую фациальную позицию, отражая важные закономерности океанского седиментогенеза. Отличие кремнисто-глинистых осадков от глин не вызывает сомнений и при просмотре под микроскопом, где ажурные кремнистые биогенные остатки покрывают почти сплошь поле зрения. Подсчеты их содержания, как правило, дают завышенные цифры (30—70%) по сравнению с химическими данными.

Макроскопически и по физико-механическим свойствам кремнисто-глинистые осадки резко отличаются от бескремнистых глин. Как и «чистые» кремнистые осадки, они очень пористые, содержат до 80—90% поровой воды, во влажном состоянии обладают упругой «творожистой» консистенцией, тем сильнее выраженной, чем выше содержание $SiO_{2аморфн}$. Кремневые скелетные остатки микроорганизмов при содержаниях 20—30% и более создают подобие ажурного каркаса, в котором даже преобладающие по весу глинистые частицы рассеяны в значительном объеме пор. Этим «каркасным эффектом» можно объяснить «творожистость» осадков, их меньшую липкость и вязкость, высокую пористость, которая сохраняется (в отличие от пелагических глин) при высыхании. В высушенном виде кремнисто-глинистые осадки обладают значительно меньшим объемным весом, большей пористостью и гигроскопичностью по сравнению с глинами.

По различию систематического состава кремневых микроорганизмов (т. е. по биоморфным структурам) среди кремнисто-глинистых осадков выделяются диатомовые илы умеренных широт, тропического пояса (этмодискусовые), радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы экваториального пояса, неритические (шельфовые) диатомовые илы и, наконец, кремнево-губковые бентогенные осадки. Большинство типов кремнисто-глинистых осадков (за исключением кремнево-губковых и отчасти этмодискусовых) образуется в

условиях повышенной биологической продуктивности поверхностных вод океана, связанной с подъемом в зону фотосинтеза глубинных вод, богатых биогенными элементами, т. е. в глобальных поясах кремненакопления и в районах апвеллингов (Лисицын, 1966а, 1974б; и др.).

Минеральный состав кремнисто-глинистых осадков определяется сочетанием биогенного опала и глинистой составляющей с подчиненной ролью обломочных минералов (терригенных, вулканогенных). Роль аутигенных минералов в целом незначительна, а их состав в различных литолого-фациальных типах этой группы варьирует в широких пределах. Типизация осадков по составу абиогенной части пока не разработана.

По гранулометрическому составу большинство кремнисто-глинистых осадков относится к пелитовым илам (более 70% пелитовой фракции), в меньшем количестве встречаются алевритово-пелитовые разности, в которых повышение содержания алевритовой фракции связано с относительно более крупными биогенными частицами (большей ролью целых форм). Биоморфно-микродетритовая микроструктура биогенной части осадка сочетается с микрочешуйчатой и микрообломочной абиогенной части.

Химический состав характеризуется по сравнению с бескремнистыми глинами повышенным содержанием валового кремнезема (обычно 50—65%), пониженным — Al, Fe, Mn, Ti, но варьирует в широких пределах в зависимости от фациальной обстановки и явлений диагенеза.

Кремнисто-глинистые *диатомовые* илы с океанским комплексом диатомей распространены в северном полушарии в котловинах окраинных геосинклинальных морей Тихого океана (Берингова, Охотского, Японского), в Калифорнийском заливе и в северной открытой части океана, составляя современный северный пояс кремненакопления (Безруков, 1960; Лисицын, 1966а, б, 1974б). Здесь это большей частью *гемипелагические* осадки, характеризующиеся в подповерхностном слое серой или зеленовато-серой окраской и восстановительной реакцией среды.

Глинисто-диатомовые и диатомово-глинистые гемипелагические илы чередуются в колонках с гемипелагическими глинами и обломочно-глинистыми терригенными или туффитовыми осадками. Гемипелагические глинисто-диатомовые илы распространены также на шельфе, континентальном склоне и на дне абиссальных равнин у побережий Антарктиды, чередуясь здесь с айсберговыми терригенными осадками (Лисицын, 1966а).

Кремнисто-глинистые породы (глинистые диатомиты, диатомовые глины) миоценового и плиоценового возраста вскрыты в нескольких скважинах б/с «Гломар Челленджер» в Японском, Беринговом морях и в Японском желобе; 250-метровый разрез их представлен в скв. 301 на абиссальной равнине котловины Японского моря (Karig, Ingle e. a., 1975). Здесь зеленовато-серые и оливково-серые глинисто-диатомовые породы содержат (по визуальным определениям под микроскопом) от 30 до 50% обоих основных компонентов — глинистого вещества и диатомовых, чередуясь в разрезе с терригенными турбидитами. Диатомово-глинистые осадки и породы переслаиваются с туффитами в кернах скважин, пробуренных на склоне Японского желоба (Langseth, Okada e. a., 1978).

Характерными второстепенными компонентами описываемых гемипелагических диатомово-глинистых илов являются терригенные обломочные минералы, местами отмечается существенная примесь тефры. Имеются переходные разности к глинисто-кремнистым туффитам. Из аутигенных минералов наиболее широко распространен пирит, в скв. 301 описаны обильные пиритовые конкреции. Известны также находки аутигенного глауконита.

Пелагические кремнисто-глинистые диатомовые илы распространены широко в южном (антарктическом) поясе кремненакопления, где они фациально сменяют высококремнистые диатомовые илы в условиях менее интенсивной

продукции фитопланктона. Это светло-серовато-коричневые мягкие осадки с ясно выраженной «творожистостью», высокой пористостью. Структура биоморфно-микродетритовая диатомовая. Гранулометрически осадки пелитовые. В виде примеси встречается в небольшом количестве грубообломочный материал айсбергового разноса. Из аутигенных минералов обычны железо-марганцевые микроконкреции. На поверхности диатомово-глинистых осадков в некоторых районах антарктического пояса встречаются поля железо-марганцевых конкреций. Содержание $SiO_{2аморфн.}$ находится в пределах 20—50%, валового SiO_2 — 55—65%, содержание Fe, Mn, Ti, $C_{орг}$ низкое. Количество клеток диатомей составляет 20—200 млн. в 1 г осадка.

Диатомово-радиоляриевые кремнисто-глинистые илы также бывают гемипелагическими (сероцветные) и пелагическими (коричневые).

Гемипелагические радиоляриевые илы имеют в современную эпоху сравнительно ограниченное распространение. Они известны в восточных частях Тихого (Геологическая карта..., 1973) и Индийского океанов, а также (местами) в морях Малайского архипелага, представляя глубоководные приконтинентальные фации зон высокой биологической продуктивности. В эоцене осадки этого типа накапливались в Северо-Американской котловине Атлантического океана (Hollister, Ewing e. a., 1972; Tucholke, Vogt e. a., 1978) и в некоторых других районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Известны они в виде прослоев и среди нижнемеловых отложений Атлантического океана, встречены в миоцене континентальной окраины Северной Америки (скв. 391).

Это серые или зеленовато-серые пелитовые или алевритово-пелитовые илы, состоящие из смеси остатков радиолярий, диатомей, нередко силикофлягеллят и спикул губок с гемипелагической глиной. Соотношение кремневого биогенного и глинистого (местами обломочно-глинистого) терригенного материала варьирует в широких пределах от места к месту и в разрезе, между отдельными слоями. Имеются постепенные переходы к гемипелагическим глинам и обломочно-глинистым осадкам с примесью кремневого детрита, а также к кремнисто-мергельным осадкам.

В минеральном составе, помимо доминирующих компонентов — биогенного опала и терригенных минералов (глинистых и обломочных), нередко встречается аутигенный пирит. На стадии литификации развиваются аутигенные минералы кремнезема — кристобалит, тридимит и халцедон.

В химическом составе по сравнению с гемипелагическими глинами наблюдаются закономерные изменения, связанные со значительным содержанием биогенного кремнезема: возрастание отношения SiO_2/Al_2O_3 (до 6—7), понижение концентраций Al, Fe, Ti. Содержание $CaCO_3$, как правило, очень низкое.

Для этого типа осадков наряду с однородными характерны ритмичнослоистые текстуры турбидитов. Особенно наглядно они представлены в эоценовом разрезе северо-западной части Атлантического океана, где были детально описаны в 43-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» (скв. 386, 387, Tucholke, Vogt e. a., 1978). В этих «пелагических турбидитах» базальные слои ритмов, обладающие градационной текстурой, сложены крупными радиоляриями и спикулами, иногда со значительной примесью терригенных обломочных зерен и глауконита. Над ними залегает микрослойчатая пачка глинисто-радиоляриевых осадков, постепенно кверху переходящая в однородную радиоляриево-глинистую массу, часто с повышенным содержанием $CaCO_3$ в форме кокколитов. Гранулометрические исследования позволяют выявить внутри этого однородного слоя закономерный сдвиг модального диаметра в сторону тонких фракций (McCave, 1978b). Ритм завершается радиоляриево-глинистым осадком со следами роющих организмов. Мощности подобных ритмов, не всегда полных, колеблются от 10—20 до 100—150 см.

Пелагические радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы развиты в экваториальном поясе современных пелагических областей Тихого и Индийского океанов, на дне океанских котловин глубже КГК. Встречены они также в ряде скважин б/с «Гломар Челленджер» в палеогеновых и неогеновых толщах. Осадки имеют коричневый цвет разных оттенков — от соломенно-желтого до темно-коричневого. Окраска распределена неравномерно, в виде пятен и полосок. Обычны трубчатые следы илоедов. Осадки имеют окислительную реакцию, но неравномерность окраски, а также геохимические данные указывают на протекавшие в них процессы диагенетического перераспределения элементов переменной валентности (Fe, Mn).

По гранулометрическому составу радиоляриево-глинистые илы, как правило, пелитовые. Они обладают высокой пористостью и влажностью. В разновидностях, обогащенных этмодискусами, хорошо выражена «творожистая» консистенция, слабее она в чисто радиоляриевых разностях. В структурном рисунке обращает на себя внимание сочетание биоморфной радиоляриевой и диатомовой структуры с тончайшим глинистым «наполнителем».

Количество целых створок диатомей в кремнисто-глинистых радиоляриевых илах экваториального пояса Тихого океана составляет 5—20 млн. на 1 г осадка, что в 5—10 раз ниже величин для антарктических глинисто-диатомовых илов. Численность радиолярий достигает 100—200 тыс. на 1 г осадка (Кругликова, 1966).

В минеральном составе биогенный опал, как правило, сочетается с глинистым веществом, преимущественно монтмориллонитовым. Обломочных минералов мало, из аутигенных обычны железомарганцевые микроконкреции, иногда встречаются цеолиты, но в небольшом количестве.

В осадках описываемого типа обнаружено широкое распространение своеобразных слоистых текстур, вероятно, свидетельствующих о процессах переотложения в форме гравитационных потоков полужидкого ила или суспензионных потоков особого типа. Прослеживается ритмичное переслаивание осадков с резко различающимся относительным содержанием створок этмодискусов, скелетов радиолярий и глинистого материала. Ритмы имеют резкие нижние контакты и постепенные переходы внутри каждого из них. Иногда наблюдается градационная текстура, подчеркнутая сортировкой радиолярий по размерам. Описаны переходы от базальных слоев с неупорядоченным расположением створок этмодискусов к верхним слоям, где створки строго ориентированы параллельно напластованию (Свальнов, 1975).

5.5. Кремнисто-глинистые, кремнисто-известковые и кремнисто-обломочные спикуловые (губковые) осадки

Сильнокремнистые кремнево-губковые осадки, более чем на 70% состоящие из спикул и микросклер, в современном океане редки, но в сочетании с глинистым, биогенным известковым или обломочным материалом кремневые губки образуют самостоятельные типы осадков, распространенные довольно широко на внешних частях шельфов и на континентальных (островных) склонах.

Наиболее распространены спикуловые осадки, кремневая составляющая которых представлена преимущественно спикулами кремневых губок (отрядов Monnactinelida и Tetractinnelida) и их обломками. На внешнем шельфе Антарктиды, на глубинах 150—350 м, описаны спикуловые осадки, по визуальным подсчетам содержащие иногда более 50% спикул в сочетании с терригенным песком, алевритово-пелитовым илом, а иногда бентогенным известковым детритом (Лисицын, 1966а). Аморфного кремнезема в этих осадках определено химически 11—14%, что явно меньше действительного содержания опала.

Спикуловый осадок описан В. П. Петелиным (1954б) в районе Курильских островов. В нем присутствует вулканотерригенный песчаный и гравийно-галечный материал, известковый детрит, аутигенный глауконит. Кремнегубковые осадки встречены в районе Командорских островов (Лисицын, 1966б) и в Баренцевом море. Скопление крупных фрагментов кремневых губок было обнаружено на поверхности гемипелагического мергельного ила в средней части моря Сулу в 54-м рейсе нис «Витязь». Прослои частично литифицированных спикуловых осадков образуют нижние члены ритмов некоторых глубоководных кремнисто-глинистых турбидитов мелового и эоценового возраста в северо-западной части Атлантического океана (Tucholke, Vogt e. a., 1978).

По гранулометрическому составу спикуловые осадки обычно относятся к пескам или песчано-алевритово-глинистым неотсортированным илам. Структура спикуловая: игольчатые спикулы, пронизывающие осадок, создают подобие войлока. В турбидитах спикулы ориентированы параллельно напластованию.

Кремнево-губковые осадки отличаются высоким содержанием валового кремнезема. В турбидитных прослоях Атлантического океана оно достигает 70—80%, но столь высокие значения обусловлены отчасти присутствием значительного количества обломочного кварца. А. П. Лисицыным (1966а) отмечено повышенное содержание (во многих случаях) $CaCO_3$ (до 30—40%). Содержание Fe, Mn, Ti обычно пониженное, но возможно диагенетическое обогащение железом за счет аутигенных пирита и глауконита. Содержание органического вещества бывает повышенным ($C_{орг}$ 0,82%; Лисицын, 1966а).

Генетически кремнево-губковые осадки связаны со скоплениями губок, приуроченными к участкам высокой подвижности вод и обильной органической взвеси на краю шельфа, а также на верхних частях континентальных склонов.

§ 6. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ТИПЫ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Помимо основных «чистых» и «смешанных» типов осадков, в океане имеются осадочные образования, отличающиеся повышенным содержанием некоторых генетически важных компонентов — цеолитов, гидроокислов Fe и Mn, глауконита, фосфата, органического вещества. Даже сравнительно невысокая концентрация (10% и более) таких компонентов существенно меняет петрографический облик осадка и указывает на определенные принципиальные отличия процессов седиментогенеза. Поэтому представляется целесообразным рассматривать эти осадки как отдельные литологические типы, хотя по преобладающему компоненту они могут одновременно относиться к какому-либо из описанных выше основных типов. В данную категорию вынесены также осадочные образования, встречающиеся в виде небольших обособленных тел внутри других типов осадков,— конкреции.

6.1. Цеолитовые осадки, цеолититы

Цеолитсодержащие осадки и породы распространены в океане широко. Аутигенный филлипсит встречается в пелагических глинах, пелагических кремнисто-глинистых, туффитовых и известковых осадках, в железомарганцевых конкрециях и гиалокластитах. В древних осадках (миоценовых или древнее), вскрытых бурением, обычен клиноптилолит. Встречен в осадках в небольших количествах также гармотом и некоторые другие цеолиты. Гораздо более ограниченно развиты осадочные образования, в которых цеолиты представляют собой осадкообразующий компонент (более 10%). Осадки с содержанием

10—50% цеолита предлагается относить к цеолитовым (например, цеолитовые глины содержат 10—50% цеолита, 50—90% глинистой составляющей). Если содержание цеолита превышает 50%, то осадок (породу) следует именовать цеолититом. Практически количество цеолита в осадках до настоящего времени оценивалось визуально, под микроскопом. Количественный дифрактометрический анализ цеолитов (особенно филлипсита) пока не дает удовлетворительных результатов.

На самой поверхности дна современного океана цеолититы (филлипсититы) и цеолитовые глины имеют сравнительно небольшое распространение. Все случаи находок относятся к полям описанных выше (см. § 2) эвпелагических глин в Тихом океане, где скорости осадконакопления минимальны (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Железо-марганцевые конкреции..., 1976). Вероятно, в этих случаях филлипситовые осадки не современные (голоценовые), а имеют плейстоценовый или более древний возраст, что в ряде конкретных колонок подтверждается палеомагнитными данными. Примером обширных выходов цеолититов на поверхность дна служит полигон ст. 5988 на дне Центральной котловины Тихого океана (Скорнякова и др., 1971). Здесь, как и в других местах, цеолититы залегают ниже КГК на холмистой поверхности ложа океана.

В подповерхностных слоях пелагических глин, а иногда и под слоем карбонатных или кремнисто-глинистых осадков прослои цеолититов (филлипсититов) встречаются более широко, но только в пелагической области океанов. Прослои эти чередуются в колонках со слоями цеолитовых или бесцеолитовых эвпелагических глин. Переходы между слоями, как правило, постепенные.

Макроскопически цеолитовые глины и цеолититы отличаются темно-коричневым (шоколадным) цветом. Они липкие, маслянистые на ощупь, сильно усыхают. Гранулометрический состав филлипситовых осадков соответствует обычно алевритово-пелитовому или алевритовому илу. Размер столбчатых кристаллов филлипсита варьирует от нескольких микронов до десятых долей миллиметра, реже до нескольких миллиметров по длинной оси. Часто встречаются крестообразные двойники. Структура цеолитита микро-призматически-зернистая, микросферолитовая или микродрузовая. В сферолитовых разностях довольно правильной шарообразной формы сферулы имеют преобладающий размер 0,05—0,5 мм. На их поверхности различимы торцы кристаллов филлипсита. В разрезе видна радиально-лучистая структура. Иногда сферулы пустотелые, представляют собой полые шарики с цеолитовой корочкой. Происхождение сферул неясно. Скорее всего они возникают при раскристаллизации гранулированного палагонита либо представляют собой заполнение пустоток пузыристых базальтов. Микродрузы обычно растут радиально от палагонитового «ядра». Имеются переходы от сферолитовой структуры к микродрузовой. Часто оба структурных типа сочетаются в осадке. Характерны скелетные кристаллы филлипсита и их пойкилитовые структуры с обильными включениями глинистых минералов, а также гидроокислов железа. Текстуры осадков чаще неупорядоченные, иногда неправильно пятнистые или линзовидные, образованные скоплениями кристаллов цеолита.

В минеральном составе филлипситовых осадков, кроме кристаллического филлипсита, присутствуют смешанослойные минералы иллит-монтмориллонитового состава, аморфные или слабо окристаллизованные гидроокислы Fe и Mn, их микроконкреции, зерна палагонита. Из обломочных минералов в очень небольших количествах встречаются основной плагиоклаз и клинопироксен (авгит или титан-авгит), из биогенных частиц — зубы акул и костный детрит. На дифрактограммах отмечается аморфный фон, природа которого неизвестна. По крайней мере частично это, по-видимому, алюмосиликатная гель, о которой говорилоєь выше (см. § 2).

По валовому химическому составу филлипситовые осадки близки к эвпелагическим глинам, а вместе с последними — к составу базальтов, особенно палагонитизированных субщелочных базальтоидов. Отличительными чертами являются: низкое содержание SiO_2, низкое значение отношений SiO_2/Al_2O_3; высокая титанистость и соответственно низкие величины отношения Al/Ti; повышенная железистость (5—7% Fe), а особенно марганцовистость (обычно более 1% Mn).

Генезис океанских филлипситовых осадков не выяснен окончательно. Большинство исследователей сходится на том, что это продукты преобразования (диагенетического или гальмиролитического) палагонитизированных гиалокластитов. Однако остается неясным вопрос, в каких условиях происходит переход палагонита в цеолиты, а в каких раскристаллизация аморфных фаз завершается образованием только глинистых минералов монтмориллонитовой группы. Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой (1976) обосновывается точка зрения об образовании филлипсита в пелагических глинах северной части Тихого океана в результате диагенеза тонкодисперсных кислых вулканических стекол (см. главу IV).

6.2. Железомарганцевые осадки и породы

Совместная концентрация гидроокислов Fe и Mn представляет собой характерную особенность океанского седиментогенеза. Известны два основных типа осадочных образований, в которых содержание Fe и Mn в сумме превышает 10%: 1) конкреционные формы — конкреции, корки; 2) металлоносные илы. Кроме того, в кернах глубоководного бурения обнаружены сидерит-родохрозитовые прослои и конкреции.

Железомарганцевым конкрециям и коркам посвящена обширная литература. В вышедшей недавно монографии «Железо-марганцевые конкреции Тихого океана» (1976) приведены основные сведения о закономерностях их распространения, минералого-петрографических и геохимических особенностях в этом океане. В главе VII конкреции рассмотрены с точки зрения перепектив их использования как минеральных ресурсов.

Железомарганцевые конкреции и корки встречаются в океане в широком диапазоне фациальных условий. Они найдены на шельфах, континентальных склонах, на подводных возвышенностях и на дне котловин среди самых разных типов осадков. Однако, если отбросить случайные находки, узко локализованные пятна и области с редко рассеянными конкрециями, выявляется закономерная приуроченность массового развития этих рудных тел к пелагическим областям океанов, где скорости осадконакопления очень малы — вплоть до нулевых значений (условий «неотложения»). Связь с низкими скоростями осадконакопления выдерживается и в тех случаях, когда скопления конкреций или корки на скалах встречаются в несвойственных им в целом приконтинентальных областях. Так, например, известное поле конкреций на плато Блейк (в Антлантическом океане) представляет собой участок ограниченного осадконакопления и размыва дна течениями.

Наиболее обширные области распространения массовых скоплений конкреций наблюдаются в Тихом океане, где они примерно совпадают с ареалами предельно низких средних скоростей осадконакопления — менее 1 мм/1000 лет. Это в основном центры двух субтропических круговоротов течений, а отчасти — периферические зоны пассатных течений. В сходных условиях развиты поля конкреций в центральной части Индийского океана, к югу от экваториального пояса. В Атлантическом океане конкреции имеют более ограниченное распространение.

Преобладающая часть Fe—Mn конкреций и корок сосредоточена на поверхности дна, хотя прослои их встречаются также внутри осадочной толщи,

среди кайнозойских или мезозойских отложений, вскрытых грунтовыми трубками или бурением. На поверхности дна эти образования разновозрастны, начало их роста может уходить в глубь геологического времени на сотни тысяч или даже миллионы лет, в других же случаях не выходит за пределы голоцена (Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Форма конкреционных образований разнообразна, но в большинстве случаев более или менее отчетливо проявляется тенденция создания шаровых поверхностей, свойственных первично колломорфным минеральным агрегатам. Крайним выражением этой тенденции являются конкреции шарообразной формы. Отчетливо она видна в желвакообразных конкрециях, а также в рудных корках, имеющих округленную бугристую поверхность.

Конкреции состоят из ядра и рудной оболочки. Ядрами служат обломки вулканических пород, уплотненные осадки, зубы акул и другие твердые фрагменты, в том числе обломки рудных корок более древних конкреций. Соотношение объемов ядер и рудных оболочек варьирует в широких пределах. Бывают конкреции, почти нацело сложенные рудным веществом, и нерудные обломки с тонкими железомарганцевыми пленками; наблюдаются все переходы между этими крайними типами.

Рудное вещество конкреций и корок представляет собой черную, черно-коричневую или ржаво-коричневую (у железистых разностей) массу от мягкой, пористой, землистой до очень крепкой со смолистым стеклянным или даже металлическим блеском. Минералогически это преимущественно аморфные гидроокислы железа и марганца, среди которых при тонких рентгеноструктурных и минераграфических исследованиях обнаруживаются кристаллические фазы, идентифицируемые как тодорокит, бернесит и гидрогетит.

Главными химическими компонентами рудного вещества являются трехвалентное железо и четырехвалентный марганец в форме гидроокислов. Содержание рудных компонентов (без учета связанной воды) в конкрециях Тихого океана колеблется от 10 до 65%. В конкрециях из эвпелагических глин оно составляет в среднем около 50%. Нерудное вещество (по сумме SiO_2 + + Al_2O_3) содержится в рудных оболочках конкреций в количествах от 15—30 до 60—70%. В сорбированном виде, главным образом на гидроокислах железа и марганца, в пелагических конкрециях концентрируются Cu, Ni (до 1,8—2%), Co (до 2,5%), а также Zn (до 0,3%), Pb (до 0,3%) (Скорнякова, 1976).

По всем главным показателям — минеральному и химическому составу, структурно-текстурным особенностям и внешнему облику — рудное вещество конкреций и корок на скалах практически идентично.

Марганцовисто-железистые илы («металлоносные осадки») были обнаружены на Восточно-Тихоокеанском поднятии в экспедиции на «Карнеджи» в 1928—1929 гг., а затем в 3-м рейсе нис «Обь» в 1958 г. Эти и подобные им осадки были описаны Н. С. Скорняковой (1964) как железокарбонатные илы. Широкое внимание они привлекли после систематических исследований К. Бострэма, М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969) и Э. Бонатти (Bonatti, Joensuu, 1966). Марганцовисто-железистые и железистые осадки с наиболее высокими (рудными) концентрациями металлов обнаружены в изолированных впадинах дна Красного моря (Батурин, 1971; Bischoff, 1969).

Критерии выделения металлоносных илов у разных исследователей сильно различаются. Чаще всего к ним подходят с геохимических позиций, оперируя пересчетом на бескарбонатное вещество (Лисицын и др., 1976) или отношениями Fe и Mn к элементам-индикаторам обломочного и глинистого вещества — Al (Boström, Peterson, 1969) или Ti (Страхов, 1976в). В результате удается действительно уловить признаки накопления рудного вещества за счет поступления его из эндогенных источников. Но в группе металлоносных

оказываются осадки, петрографически и по валовому химическому составу мало отличающиеся от обычных пелагических илов. Прежде всего это относится к высококарбонатным (80—95% $CaCO_3$) известковым илам и известнякам, в натуральном виде содержащим всего доли процента железа и марганца, но обнаруживающим концентрации железа и марганца в сумме более 10% в пересчете на бескарбонатный остаток, величину модуля Fe + Mn/Ti более 25, высокие отношения Fe/Al и Mn/Al. С петрографической точки зрения представляется неправильным выделение таких осадков (пород) в особый тип, тем более, что оперирование отношением к бескарбонатному веществу незаслуженно снижает роль обогащенных «избыточными» железом и марганцем обломочных и глинистых осадков.

Литологический тип металлоносных (железисто-марганцовистых) осадков должен выделяться по абсолютному содержанию металлов или их гидроокислов, как и предусматривалось в классификациях Н. М. Страхова (1954), П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960). Условный предел 10% суммы Fe и Mn, что примерно соответствует 15% их окислов, представляется наиболее удобным для этого типа осадков. При таком содержании гидроокислы (или окислы) становятся хорошо различимыми под микроскопом, существенно влияют на внешний облик и свойства осадков.

К выделенным по таким критериям окисным марганцовисто-железистым осадкам относятся железо-монтмориллонитовые и гидрогетитовые слои металлоносных осадков Красного моря (Bischoff, 1969; Батурин, 1971), гидротермально-осадочные марганцеворудные отложения современных термальных полей Срединно-Атлантического хребта (Rona, 1976), некоторые надбазальтовые слои осадков, вскрытые бурением, наиболее богатые железом и марганцем разности «металлоносных» осадков района Восточно-Тихоокеанского поднятия (Лисицын и др., 1976), а также отдельные прослои в пелагических глинах (Скорнякова и др., 1971).

Во всех указанных случаях осадки окрашены гидроокислами Fe и Mn в красно-коричневый, ржаво-бурый (Fe) или черно-коричневый до черного (Mn) цвета. Нерудной основой их могут быть пелагические карбонатные осадки и глины, а также подводно-вулканокластические отложения (брекчии). Структурные особенности этих осадков сохраняются и в металлоносных разностях. Структура рудного вещества колломорфная или скрытокристаллическая, в ходе диагенеза возникают микрокристаллические структуры. Из текстурных особенностей отмечены дендриты гидроокислов марганца, глобулярные текстуры.

Минеральный состав рудных компонентов с трудом поддается изучению. Доминируют аморфные гидроокислы. Из кристаллических фаз тонкими методами удается обнаружить минералы железа: гетит (гидрогетит), маггемит, гематит, а в Красном море также магнетит; вопрос о нонтроните или железистом монтмориллоните не решен до конца. Марганцевые минералы представлены тодорокитом и другими модификациями двуокиси марганца, а главным образом их аморфной фазой.

Металлоносные осадки залегают внутри толщ пелагических осадков в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Границы слоев, как правило, резкие, иногда осадки обнаруживают пятнисто-полосчатый текстурный рисунок с чередованием пятен, линзочек, полос, окрашенных то в темно-коричневые, то в светлые (отбеленные) цвета. Этим они напоминают зоны диагенетического обогащения гемипелагических осадков железом и марганцем на окислительно-восстановительной границе. Иногда наблюдаются прожилковые текстуры (Скорнякова и др., 1971).

Происхождение металлоносных осадков связывают с поступлением (эндогенного (эксгаляционного) вещества в придонную воду, откуда металлы осаждаются в виде гидроокислов. Предложено много вариантов гипотез происхож-

дения металлоносных гидротерм (поствулканогенная, ювенильно-мантийная, метаморфического выщелачивания базальтов и др.), но в целом эксгаляционно-осадочный генезис марганцовисто-железистых илов признается почти всеми. Не вызывает сомнения пространственная и генетическая связь этих осадков с зонами разломов, в первую очередь с рифтовыми зонами раздвигов срединно-океанических хребтов.

6.3. Глауконитовые осадки

Осадки с повышенным содержанием глауконита традиционно выделяются в классификациях осадков и показываются на литологических картах. Но глауконит лишь в редких случаях преобладает количественно (более 50%) в составе таких осадков. Ограниченное распространение имеют в современном океане также осадки с 10—50% глауконита. Более широко развиты осадки, содержащие 1—10% глауконита, которые правильнее рассматривать в качестве фациальных разновидностей, а не самостоятельных литологических типов осадков.

Если принять содержание Fe в глауконите равным 16% (средняя величина для глауконитов из современных осадков, по И. В. Николаевой, 1977), то терригенные пески и алевриты, содержащие 10—50% глауконита, будут примерно соответствовать категории слабожелезистых (5—10% Fe), а содержащие более 50% глауконита — категории железистых (более 10% Fe) осадков по классификациям Н. М. Страхова (1954), П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960).

Глауконит современных осадков бывает аутигенным или аллотигенным — вымытым из более древних глауконитсодержащих пород. Осадки с высоким содержанием глауконита, по-видимому, всегда образованы путем вторичной концентрации его зерен, будь то аутигенные или аллотигенные, в ходе перемыва подвижными придонными водами.

Осадки, содержащие более 10% глауконита, встречаются в современном океане на внешнем шельфе и на верхних частях континентальных (или островных) склонов. Особенно характерны они для зон апвеллингов, где фациально ассоциируют с осадками, обогащенными органическим веществом и фосфатом. Глауконитоносны в этих условиях терригенные или вулканотерригенные пески и алевриты, а иногда известковые, обломочно-известковые, фораминиферовые или обломочно-кремнегубковые осадки. В Тихом океане глауконитовые осадки описаны в районе побережья Калифорнии (Pratt, 1962), где глауконит составляет иногда более 95% песчаной и около 30% крупноалевритовой фракции. Имеются они на внешнем шельфе Курильских (Петелин, 1954а) и Японских островов. На возвышенности Чатам описаны глауконитовые пески, содержащие 50—75% зерен глауконита (Norris, 1964). Протяженную зону глауконитоносные осадки образуют на верхней части континентального склона в районе Перу-Чилийского апвеллинга (Саидова, 1971; Логвиненко и др., 1973), но не всегда содержание в них глауконита превышает 10%.

В Атлантическом океане богаты глауконитом терригенные (кварцевые, полевошпатово-кварцевые) пески и алевриты шельфа юго-западной Африки (зоны апвеллинга). Глауконитовый песок с бровки шельфа (глубина 250 м), например, содержит 11,8% Fe, при повышенной концентрации фосфора (1,8%) и $C_{орг}$ (0,76%). Известково-терригенные глауконитовые зеленые алевриты (28% глауконита) из этого же района содержат 6% Fe, 4,7% $C_{орг}$ и 0,3% P. Содержание Mn и Ti очень низкое (Емельянов и др., 1976). Глауконитсодержащие терригенные пески развиты на шельфе и континентальном склоне Южной Америки, в районе Фолклендских островов (Urien, Ewing, 1974), где в одной из проб содержание глауконитовых зерен составляло 29%,

а содержание железа 7,2% (Захаров, 1975). На атлантическом шельфе и склоне Северной Америки глауконитоносны терригенные пески и алевриты, а особенно богаты глауконитом фораминиферовые обломочно-известковые осадки (Bell, Goodell, 1967). Имеются и другие примеры.

Высокое содержание глауконита обусловливает зеленый цвет осадков. Известно несколько разновидностей глауконитовых зерен, различающихся по форме, цвету (от светло-зеленого до почти черного), твердости, кристаллохимическим характеристикам и генезису (Николаева, 1977). Наиболее широко распространены и имеют осадкообразующее значение в современном океане овальные, почковидные или лопастные микроконкреции и слепки полостей фораминифер, а также обломочные (угловатые, полууугловатые) формы. В обломочных и фораминиферовых осадках размер зерен глауконита (песчаный, крупноалевритовый) обычно соответствует преобладающему размеру других зерен. Поверхность микроконкреций часто рассечена характерной сетью трещин, свидетельствующих, по данным И. В. Николаевой, об аллотигенной, а не об аутигенной природе зерен, как предполагалось ранее.

6.4. Фосфатные осадки и породы

Фосфатным образованиям посвящен специальный раздел данной книги (см. главу VIII), и здесь они не описываются. Укажем лишь, что осадки и породы, содержащие более 10% P_2O_5, которые, согласно классификации П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960), следует отнести к фосфатным, встречаются в океане: а) в виде перемытых фосфоритовых конкреций на шельфах; б) в виде метасоматически фосфатизированных известняков, как мелководных (раковинных, коралловых, оолитовых), так и пелагических (кокколитовых, фораминиферовых), на вершинах гайотов и мелководных банок; в) в виде «фосфоритовых песков» — скоплений зерен (микроконкреций) аутигенного фосфата на шельфах в зонах апвеллингов.

6.5. Осадки и породы, обогащенные органическим веществом

Согласно классификации Н. М. Страхова (1954), морские осадки, содержащие более 10% органического вещества, следует выделить в особый тип — «обогащенных органическим веществом» (сапропелевых). Используя средний переходный коэффициент 1,7, получим граничное значение около 6% $C_{орг}$. В поверхностном слое глубоководных осадков открытого океана такие величины нигде не достигаются, хотя в отдельных пробах глубоководных желобов и континентальных склонов определены концентрации до 4—4,5% $C_{орг}$ (Романкевич, 1977).

Сильно обогащенные органическим веществом осадки (терригенные глинистые, алевритово-глинистые, алевритовые и глинисто-диатомовые илы) встречаются во многих заливах, лагунах и на внутреннем шельфе в зонах апвеллинга. В сапропелевых диатомовых илах зоны апвеллинга на шельфе юго-западной Африки содержание $C_{орг}$ достигает 16—26% или более 40% суммарного органического вещества. В илистых осадках некоторых заливов Японских островов концентрация $C_{орг}$ доходит до 11,6%, в Калифорнийском заливе — до 7,4%, на внутреннем шельфе Эквадора и Перу (зона апвеллинга) — до 10,6%, в лагунах Бразилии — до 6,4%, в заливах Западной Африки — до 12,8%.

«В генетическом и морфологическом отношении ОВ этой (мелководной) зоны наиболее гетерогенно, а его распределение пятнисто и мозаично... Значительная часть ОВ здесь находится в свежей, сравнительно малоизмененной форме. В его сложении, помимо продуктов распада фитопланктона, значительная роль принадлежит бентосным водорослям (одноклеточным и много-

клеточным), иногда цветковым растениям, а также продуктам выделений различных консументов ОВ и остаткам их тел. В водоемах с большим речным стоком обычно существенно возрастает доля аллохтонного ОВ» (Романкевич, 1977, с. 95).

Описываемые сапропелевые и слабосапропелевые осадки имеют черный или темно-зеленый цвет, резко отрицательный Eh среды, содержат часто свободный H_2S и сульфиды железа. В сапропелевых глинисто-диатомовых осадках зон апвеллингов резко повышено содержание фосфора, иногда также урана (Батурин, 1975, 1978).

В толще четвертичных осадков Средиземного и Черного морей описаны прослои зеленых «сапропелевидных илов» (Шимкус, 1972; Коченов и др., 1965), содержащих до 10,8% $C_{орг}$. Сапропелевые прослои выделяются в разрезе четвертичных осадков Черного моря, вскрытом скважинами глубоководного бурения (Neprochnov, Ross e. a., 1978).

Обогащенные органическим веществом глины, радиоляриевые глины и аргиллиты альб-сеноманского и палеоценового возраста широко распространены в разрезах окраин Атлантического океана. Более чем в десяти скважинах была вскрыта формация черных и зеленовато-серых глинистых пород, в целом содержащих лишь несколько повышенные количества $C_{орг}$ (от десятых долей до первых процентов). Но в этой мощной толще встречаются слои и с содержанием $C_{орг}$ более 6% (максимально до 15—18%). Такие породы могут называться сапропелевыми лишь условно, поскольку в составе органического вещества существенную (местами преобладающую) роль играет аллохтонное органическое вещество наземного происхождения, в том числе остатки высших растений.

Мы изучили образцы обогащенных органическим веществом глин мелового и палеоценового возраста из северо-западной части Атлантического океана (скв. 386, 387, 391). Внешне это смоляно-черные или зеленовато-черные плотные глины (аргиллиты), частично сланцеватые. В некоторых разностях видна параллельная микрослойчатость, выраженная послойной концентрацией частиц органического вещества, а иногда — радиолярий и спикул губок. Осадок состоит из микрочешуйчатого глинистого вещества преимущественно гидрослюдистого состава, местами с вторичным халцедоном в виде пойкилобластового мезостазиса или радиально-лучистых агрегатов по радиоляриям. Обычно много пирита, иногда присутствуют сидерит и манганосидерит. Черные или оранжевые на просвет частицы органического вещества имеют форму тонких, слегка изогнутых чешуек. Встречаются смоляные тельца, споры и пыльца. В некоторых различима структура растительной ткани.

§ 7. ФОРМИРОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ В ОКЕАНЕ

Рассмотренные в предыдущих параграфах типы осадков образуют на дне океана пространственно ограниченные геологические тела, характеризующиеся вертикальными (мощности) и горизонтальными (площади распространения) размерами, формой, условиями залегания и временем накопления. Формирование на данной площади в некий промежуток геологического времени одного конкретного типа осадков зависит от совокупного действия ряда конкретных факторов в рамках определенного сочетания условий. Однозначные причинные связи типов осадков с этими факторами и условиями до конца еще не выявлены и в большинстве случаев не поддаются количественному учету. Тем не менее разносторонние исследования процессов осадкообразования позволяют уже сейчас обрисовать важнейшие качественные стороны таких связей, определить достаточно уверенно положение каждого типа в природной системе океанского седиментогенеза.

Образование «чистых» однокомпонентных осадков предполагает высокую степень концентрации одного осадкообразующего компонента. Проблему генезиса таких типов можно, следовательно, свести к выяснению причин концентрации внутри контуров их распространения и ограничивающих условий, препятствующих концентрации (накоплению данного типа осадка) за пределами наблюдаемых контуров. Образование многокомпонентных осадков предполагает смешение двух или более компонентов, но при этом также имеет место концентрация определенного, ограниченного их числа. По сути дела, можно говорить об одновременной концентрации нескольких компонентов.

Концентрация какого-либо осадочного компонента может произойти либо в результате усиленного его поступления на данный участок дна, когда он количественно подавляет все остальные составляющие осадка, либо из-за снятия «разбавляющего» влияния другого компонента. В последнем случае процесс можно назвать «пассивной концентрацией». Естественно, что понятия активной и пассивной концентрации сугубо относительны, имеют смысл лишь при сравнении одного типа осадка с соседним или с общим фоном. Выявляется характер концентрации путем определения скоростей осадконакопления и скоростей накопления отдельных компонентов (их абсолютных масс).

Высокие концентрации и соответственно однокомпонентные осадки создаются в океане из всех основных генетических компонентов: терригенных, вулканогенных, биогенных, хемогенных и эдафогенных. Однако только для первых трех существенное значение имеет активная концентрация — подавление массой (скоростями накопления). При этом чистые терригенные осадки (обломочные, глинистые, обломочно-глинистые) практически всегда образованы за счет интенсивного поступления терригенного материала, накапливающегося быстрее, чем осадочный материал биогенного происхождения. Быстрое накопление вулканокластического материала при эксплозивных извержениях подавляет количественно как биогенный, так и терригенный процесс, создавая чистые вулканокластические осадки. Концентрация биогенного материала до образования из него чистых биогенных осадков (известковых, кремнистых) возможна только в условиях отсутствия «разбавляющего» влияния терригенного и вулканокластического материала, т. е. там, где скорости накопления «разбавляющих» компонентов становятся намного ниже скорости поступления биогенных. Происходит это либо за пределами ареалов рассеяния терригенного (вулканокластического) материала, либо в локальных участках активного удаления («неотложения») этого материала при слишком высокой подвижности придонных вод (избирательное обогащение более тяжелыми биогенными частицами). Хемогенные и эдафогенные отложения развиваются в условиях низких скоростей накопления всех других компонентов. Особое место занимают пелагические глины, формирующиеся в условиях истощения терригенного и биогенного источников питания, при снятии «разбавляющего» влияния этих компонентов. Формирование отдельных описанных выше типов осадков контролируется в океане следующими условиями.

Терригенные осадки в целом примыкают к побережьям континентов, но ареалы их вокруг континентальных массивов сильно варьируют по ширине, главным образом в зависимости от интенсивности поставки терригенного материала в океан, во вторую очередь — от геоморфологических условий придонной транспортировки осадочного материала (наличия или отсутствия барьеров, ловушек, т. е. препятствий для растекания суспензионных потоков). Дальше всего внешняя граница терригенных осадков (турбидитов, гемипелагических глин) выдвинута в океан против устьев крупных рек гумидных климатических зон и там, где у подножий континентальных склонов простираются обширные абиссальные равнины. Такие условия мы видим в Бенгальском заливе (против устья Ганга), в Аравийском море (против устья

Инда), в Гвианской котловине Атлантического океана, где оседает основная масса выносов Амазонки, и т. д. Большую роль в расширении и изменении конфигурации полей терригенных осадков играют течения. Так, например, полоса терригенных гемипелагических глин, накапливающихся главным образом за счет выносов рек Китая, прослеживается через Желтое, Восточно-Китайское и Филиппинское моря в Северо-Западную котловину Тихого океана, что можно объяснить переносом терригенной взвеси поверхностными течениями через систему барьеров и ловушек в виде горных сооружений островных дуг, глубоководных желобов и котловин.

Поля терригенных осадков резко суживаются у побережий континентов с аридным климатом, особенно если при этом отсутствуют мощные водотоки, а близко подступающие к берегу водораздельные хребты сокращают до минимума водосборные площади. Так, почти нет современных терригенных осадков у северо-восточного побережья Австралии, против отдельных отрезков восточного побережья Африки, близ западного берега Северной Африки и в ряде других районов со сходной физико-географической обстановкой.

Отдельные типы терригенных осадков создаются под действием гидродинамических процессов механической седиментации. Решающее значение имеет гидродинамическая активность придонных вод, понимаемая здесь как суммарное действие разных видов движения воды у дна. Концентрация обломочного материала и образование из него обломочных осадков представляет собой процесс механической дифференциации (отмучивания от тонких фракций) и протекает при высокой гидродинамической активности. Только в подвижной воде обломочные осадки предохраняются от смешивания с глиной («заиления»).

Терригенные глины представляют собой другой, противоположный обломочным осадкам продукт механической дифференциации терригенного материала. Для их образования необходимо, чтобы первичные продукты денудации суши путем отстаивания освобождались от обломочной грубой фракции и чтобы гидродинамические условия допускали осаждение чистой тонкой глинистой фракции. Обеспечивается это транспортировкой во взвешенном состоянии течениями (как поверхностными, так и глубинными) в сочетании со сравнительно затишными условиями придонных вод на месте осаждения. Скорости накопления терригенных глин зависят при простой схеме осаждения из взвеси «частица за частицей» прежде всего от концентрации взвеси в столбе воды, величины, в целом убывающей по мере удаления от источников, вдоль пути транспортировки. На самом деле процесс гораздо более сложный. Характер его меняется в зависимости от того, на какой глубине транспортируется основная масса взвеси. Часто это глубинные уровни или придонные слои воды повышенной мутности (нефелоидные). Безусловно, оказывают свое влияние изменения скоростей и направлений течений по вертикали, их турбулентные характеристики. В последнее время появляется все больше данных, свидетельствующих о существенном значении при глинонакоплении в океане агрегации глинистых частиц взвеси. Такая агрегация может быть связана с жизнедеятельностью планктонных организмов, а отсюда вытекает вероятность связи темпов глинонакопления с биологической продуктивностью вод.

Пелагические глины представляют собой также высокую степень концентрации глинистого вещества (как правило, она в них даже выше, чем в гемипелагических глинах), но обусловленную не интенсивным поступлением и аккумуляцией этого вещества, а отсутствием «разбавляющего» влияния биогенного осадочного материала. Эти осадки, встречающиеся только в пелагических областях океана на глубинах, превышающих КГК, и вне пределов поясов биогенного кремненакопления, являются проявлением слабого терригенного фона, присущего водным массам открытого океана, освобожден-

ным от основной массы терригенной взвеси, осевшей в виде гемипелагических глин. На слабый фон терригенной глины в них накладываются эоловая пыль, рассеянный вулканокластический материал, космогенное вещество и специфические аутигенные минеральные новообразования (цеолиты, железомарганцевые конкреции, гальмиролитические глинистые минералы).

При образовании биогенных осадков (и смешанных осадков с биогенной составляющей) первым актом концентрации определенного химического (минерального) компонента является его экстракция из раствора океанской воды и перевод в менее растворимую форму в процессе жизнедеятельности организмов. Важно подчеркнуть, что растворенные компоненты черпаются из динамического резервуара Мирового океана и при этом не требуется конкретного локализованного внешнего источника пополнения их запасов. Связь биогенного осадкообразования с источниками растворенных веществ отдаленная, опосредованная, разорванная с ними во времени и пространстве.

Второй акт концентрации протекает на дне. Для накопления чистых планктоногенных известковых осадков необходимо прежде всего отсутствие терригенного и вулканогенного «разбавляющего» материала, что имеет место в пелагической области океана, а также на участках с усиленными придонными течениями, где невозможно осаждение терригенной глины. Второе условие — отсутствие растворения известковых частиц или, точнее, резкое превышение скорости накопления над растворением, что возможно только на глубинах, меньших КГК. Благоприятные для карбонатонакопления глубины обусловлены положительными морфоструктурами дна. Отсюда — влияние тектоники на образование известковых осадков. В пределах подходящих глубин в пелагической области у биогенного карбоната нет конкурентов среди биогенных осадкообразующих компонентов. Даже в условиях высокой продуктивности кремневого планктона скорости накопления биогенного кремнезема ниже скоростей карбонатонакопления.

Для образования кремнистых и кремнисто-глинистых осадков необходима высокая продуктивность кремневого планктона в поверхностных водах, которая в океане неизменно связана с поднятием в зону фотосинтеза богатых питательными веществами глубинных вод. Такое поднятие может осуществляться в результате конвективного перемешивания вод в климатических поясах с сезонными колебаниями температуры, в зонах дивергенций и в зонах прибрежного апвеллинга. Но даже в условиях, наиболее благоприятных для развития кремневого планктона, концентрация кремневых остатков на дне будет достаточной для образования кремнистых осадков лишь при ограниченном поступлении терригенного глинистого материала. В открытом океане требуется, кроме того, снятие разбавляющего влияния карбонатного биогенного материала в результате его растворения, о чем уже говорилось выше. Естественно, сравнительно легкие ажурные кремневые остатки могут оседать на дно только в затишных водах, поэтому кремнистые осадки не образуются на участках дна с высокими скоростями придонных течений.

Образование смешанных осадков происходит в результате концентрации определенных осадочных компонентов (т. е. дифференциации осадочного вещества) и их наложения в процессе седиментогенеза (интеграции). Такая интеграция возможна при определенной комбинации факторов в пространственно-ограниченных зонах и областях океана.

Формирование терригенных обломочно-глинистых осадков в отличие от всех остальных типов смешанных осадков может происходить и без наложения четко различимых противоположно направленных тенденций (дифференциации — интеграции) в результате отсутствия первичной дифференциации терригенного материала. Однако это лишь один из возможных вариантов. Существуют также обстановки, в которых к месту накопления обломочно-глинистого осадка поступают предварительно разделенные фракции глини-

стого и обломочного материала, чтобы снова смешаться уже в ходе осаждения. По-видимому, такой механизм господствует на континентальных склонах, куда сбрасывается с шельфов перемещаемый по дну песчано-алевритовый материал, а в относительно затишных водах оседает глинистая взвесь.

Многокомпонентные осадки с участием биогенного материала предполагают примерно равные темпы накопления двух или более независимо образованных и самостоятельно концентрирующихся типов осадочного материала. Выравнивание скоростей накопления обеспечивается либо одинаковым поступлением обоих компонентов, либо частичным удалением одного из них уже на дне, как это происходит при формировании пелагических мергельных и кремнисто-известковых осадков.

Мергельные осадки образуются при примерно равных скоростях накопления глинистого и карбонатного материала. Для концентрации обоих компонентов необходимо отсутствие интенсивного поступления обломочного материала, затишные придонные воды, не препятствующие осаждению глины, положение выше КГК. Пелагические мергельные осадки могут образоваться только вне поясов кремненакопления и глубже границ распространения высококарбонатных осадков.

Кремнисто-известковые биогенные осадки формируются в условиях высокой биологической продуктивности на глубинах, близких к КГК, где темпы карбонатонакопления понижены за счет растворения и становятся сравнимыми со скоростями кремненакопления.

Труднее объяснить происхождение туффитовых осадков, особенно если осадочная составляющая в них представлена медленно накапливающимися пелагическими осадками. Чтобы выравнивать скорости накопления обоих компонентов, необходим либо какой-то механизм, задерживающий на неопределенно долгое время осаждение вулканокластической составляющей, мгновенно выброшенной при извержении, либо непомерное ускорение накопления осадочного компонента. Последнее возможно только в ходе массового переотложения. Растягивание осаждения продуктов вулканических извержений можно удовлетворительно объяснить двухэтапностью процесса: быстрым осаждением в непосредственной близости от очага с последующим медленным перемывом и разносом экзогенными агентами. На один из вариантов такого механизма было указано в § 5, когда говорилось о роли плавающей пемзы в транспортировке вулканокластического материала. Вероятно, имеют место и другие варианты.

Значительную роль в формировании литологических типов осадков играют процессы переотложения ранее осевшего осадка. По физико-механическим характеристикам эти процессы можно разделить на две большие группы: а) гравитационное перемещение масс осадка; б) гидродинамический перенос осадочного вещества, в той или иной степени рассеянного в воде: от довольно густой суспензии до разрозненных частиц взвеси.

К первой группе относятся подводные оползни и лавиноподобные гравитационные потоки водонасыщенных масс рыхлых осадков, которые, вероятно, напоминают селевые потоки на суше. При таких процессах, относящихся к склоновым, может произойти смешивание разных типов осадков, ранее обособленных в отдельных слоях или сменивших друг друга латерально. В качестве примера можно указать на мощную (500-метровую) толщу «интракластовых» мергелей миоценового возраста, пробуренных в точке 391 на дне котловины Блэйк-Багама, у подножия атлантического континентального склона Северной Америки в 44-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» (Benson, Sheridan e. a., 1978). Это тонкозернистые гемипелагические нанопланктонные глинистые известняки и мергели, переполненные кусками («интракластами») кремнисто-глинистого радиоляриевого ила. Класты, очевидно, захвачены мощнейшим потоком ила по пути движения.

Из процессов второй группы следует упомянуть суспензионные потоки и эрозию придонными течениями. В деятельности суспензионных потоков можно различить элементы как дифференциации, так и интеграции осадочных компонентов. Если рассматривать турбидит в целом, как один тип осадка (ритмит), то мы видим в нем результат интеграции обломочного и глинистого, глинистого и карбонатного, карбонатного и кремнистого вещества и т. п. Внутри отдельно взятых турбидитных ритмов, однако, встречаются чистые типы осадков с высокой концентрацией основного осадкообразующего компонента: обломочные или известковые (фораминиферовые) пески базальных членов, хорошо отмученные глины или пелитоморфные кокколитовые илы верхних членов ритмов. В суспензиях особого типа концентрируются и переносятся кремневые биогенные частицы, образуя прослои кремнистых осадков (например, этмодискусовых илов) в пелагических областях океана. Суспензионные потоки отлагают иногда прослои спикуловых кремнистых осадков, отделяя спикулы не только от кремнисто-глинистого осадка, но также от содержащегося в нем терригенного алеврита. Подобные спикуловые прослои встречены, например, в эоценовых турбидитах северо-западной части Атлантического океана (скв. 386, 387; Tucholke, Vogt e. a., 1978).

Признаки эрозионно-аккумулятивной деятельности придонных течений обнаруживаются на любых глубинах океана. Особенно яркие свидетельства в виде многочисленных перерывов и размывов внутри осадочной толщи океанов получены в ходе глубоководного бурения. Но о специфических типах осадков, образующихся из размытого и переотложенного материала, известно пока очень немного. К категории отложений так называемых «контурных течений» могут быть предположительно отнесены некоторые пачки тонкослоистых терригенных песчано-алевритовых осадков континентальных склонов, вероятно, образовавшиеся в результате перемыва и сортировки обломочно-глинистого материала, а также мощные аккумулятивные валы, сложенные гемипелагическими глинами, у подножия материкового склона Северной Америки (Heezen e. a., 1966b; Benson, Sheridan e. a., 1978). Не исключено, что перемыв течениями обеспечивает образование некоторых разностей глубоководных туффитов (палагонитовых глин) и смесей эдафогенного материала с пелагическими осадками.

Таким образом, формирование типов океанских осадков зависит от сложных конкурентных взаимоотношений осадочных и вулканогенных компонентов, поступающих в океан с суши или возникающих в нем в результате биогенного и аутигенного (хемогенного) минералообразования. Два главных варианта этой конкуренции — концентрация компонентов либо за счет интенсивности поступления, либо за счет снятия «разбавления» другими компонентами — занимают разные позиции в единой системе океанского седиментогенеза: первый имеет наибольшее значение в приконтинентальных областях океана, второй — в пелагических. Здесь мы видим одно из важных проявлений циркумконтинентальной зональности седиментогенеза, связанного с накоплением наибольших абсолютных масс осадков в приконтинентальной области.

Размещение типов осадков на поверхности дна (т. е. их география) подчинено трем главным видам зональности, существование которых было впервые показано П. Л. Безруковым (1962): циркумконтинентальной, климатической (широтной) и вертикальной (батиметрической). Из изложенного в данной главе материала видно, что все эти зональности могут быть охарактеризованы своими специфическими типами осадков. Так, терригенные обломочные, гемипелагические (глинистые, мергельные, кремнисто-глинистые) осадки присущи только приконтинентальным областям, пелагические (глинистые, мергельные и кремнистые) осадки — только центральным, пелагическим областям (циркумконтинентальная зональность). Пелагические

кремнистые и кремнисто-глинистые осадки образуются только в определенных широтных поясах — экваториальной (радиоляриевые), северной и южной умеренных (диатомовые), кораллово-водорослевые осадки практически не выходят за пределы тропической зоны, эвпелагические глины — это осадки субтропиков, где они приурочены к центрам главных круговоротов течений (широтная зональность). Распространение карбонатных осадков наиболее строго связано с батиметрической зональностью; они представляют собой осадки относительно меньших глубин по сравнению с бескарбонатными. Пелагические глины, наоборот,— осадки всегда глубоководные. Это перечисление можно было бы продолжить и углубить, но и сказанного достаточно, чтобы убедиться в реальности отражения в типах осадков всех названных видов зональности.

Однако отсюда вовсе не вытекает, что одни и те же типы осадков не могут образоваться в разных зонах, не подчиняясь полностью тому или другому виду зональности. Так, терригенные обломочные и глинистые осадки встречаются в любых климатических зонах (правда, в разных количествах и существенно меняя свой состав) и практически на любых глубинах. Почти на всех широтах (за исключением полярных), но меняя систематический состав фауны и флоры, встречаются планктоногенные известковые осадки; они развиты главным образом в пелагической области, но вклиниваются и в приконтинентальную. Не подчинены широтной зональности вулканокластические осадки.

Глава IV

МИНЕРАЛОГИЯ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Минералогические исследования осадков занимают важное место в океанской литологии. Они включают широкий круг задач — от решения общих теоретических вопросов литогенеза и осадочного минералообразования до практического использования минеральных ресурсов Мирового океана. Решением этих задач морская геология занимается с самого своего зарождения, но только в последние десятилетия, в значительной степени благодаря внедрению новых технических средств качественного и количественного определения минералов (в первую очередь новейшей рентгеновской аппаратуры), минералогические исследования стали массовыми, охватили отдельные океаны и Мировой океан в целом.

Развитие минералогии осадков шло до последнего времени по пути выделения отдельных групп минералов, изучения их состава и распространения на дне океана, а минеральный состав осадков в целом оставался вне поля зрения минералогов. Это объясняется прежде всего сложностью (полиминеральностью) объекта и методическими трудностями, не преодоленными полностью и сейчас. Изучение отдельных групп минералов ведется разными методами, обычно в разных гранулометрических фракциях, выделенных с целью максимальной концентрации только данной группы. Так, глинистые минералы изучаются, как правило, во фракциях менее 1 мкм или (в зарубежной практике) менее 2 мкм, терригенные минералы—во фракциях 0,1—0,05 мм или более 62 мкм с предварительным разделением на легкую и тяжелую фракции с целью повышения концентрации наиболее показательных тяжелых минералов. Редко изучается рентгеновскими методами фракция 0,01—0,001 мм или 2—20 мкм (в зарубежной практике).

Только сравнительно недавно внедрены дифрактометрические методы определения минерального состава осадков в целом, получившие широкое применение в исследованиях кернов глубоководного бурения б/с «Гломар Челленджер». К сожалению, набор минералов, чувствительность и точность методики недостаточны для надежных минералогических исследований. Результаты анализов дают в лучшем случае лишь общее представление об осадкообразующих минералах. Более надежные количественные данные получаются при дифрактометрическом изучении содержания в осадках кварца, полевых шпатов и карбонатных минералов с использованием метода внутреннего стандарта (Горбунова, 1969).

В данной главе рассмотрены основные достижения в изучении следующих групп минералов океанских осадков, главным образом современных: 1) терригенных и вулканогенных минералов крупноалевритовой фракции осадков, изучаемой традиционным иммерсионным методом; 2) кварца и полевых шпатов в неразделенных осадках, определенных дифрактометрическим методом; 3) глинистых минералов, изученных во фракции менее 1 мкм (или менее 2 мкм) при помощи дифрактометрии с одновременным использованием ряда других методов; 4) эдафогенных минералов; 5) биогенных минералов; 6) аутигенных минералов; 7) гидротермальных минералов. Последние 4 группы минералов исследованы с помощью комплекса методов.

§ 1. ИСТОЧНИКИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОДГОТОВКИ, ТРАНСПОРТИРОВКИ И ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ОКЕАНАХ

Разнообразные минералы встречаются как в донных осадках, так и в водной толще на всех глубинах, во льдах на поверхности океанов в полярных областях, в атмосфере на разных высотах над океаном. Изучение закономерностей распределения и состава минералов в атмо- и литосфере, проведенное, по существу, впервые в Институте океанологии, раскрывает ранее неизвестные общие аспекты формирования минеральных комплексов донных отложений. В настоящее время следует вести исследование минералогии осадков с учетом изучения взвесей в океанской воде, в воздухе и во льдах.

Главное значение в поставке материала в океаны в целом имеют континенты (терригенные минералы), но в ряде мест господствует поступление минералов вулканогенных, а также образовавшихся за счет океанской коры (эдафогенные, гидротермальные, возникшие за счет океанской базальтовой пирокластики или продуктов разрушения базальтов), минералов, возникших непосредственно в океанском бассейне, т. е. аутигенных (биогенных и связанных с диагенетическими изменениями осадков). Хемогенный процесс минералообразования в океанах имеет ничтожное значение, он ограничивается, по существу, лишь карбонатонакоплением (арагонитовым) на мелководьях в аридных зонах. Еще меньшее значение имеет поступление космического вещества (магнитные шарики — криоконит, тектиты, осколки метеоритов и др.).

Формирование минерального состава конкретного осадка обычно идет путем смешения минералов (комплексов) из различных источников. В зависимости от преобладания того или иного источника формируются комплексы минералов донных осадков и могут быть выделены генетические типы минералов.

1.1. Питающие минералогические провинции Земли

По составу минералов различные крупные участки поверхности нашей планеты весьма неоднородны, причем главнейшие из неоднородностей, влияющих на минеральный состав, определяются составом коры. Выделяются три крупнейшие питающие мегапровинции Земли, отличающиеся не только составом, но и ходом подготовки и транспортировки минерального материала (Лисицын, 1978).

1. Мегапровинция континентов (континентальной коры).
2. Мегапровинция современных геосинклинальных систем (коры переходного типа, андезитовой зоны).
3. Мегапровинция океанских платформ (океанической коры).

Структурная гетерогенность земной коры ведет к резким отличиям минерального состава как в качественном, так и в количественном выражении. Особенно четкими эти категории становятся, если проводить границы мегапровинций не географические, а геофизические, т. е. не по береговой линии континентов, а по границам коры разного типа. При этом шельфы попадают в области континентальной (а местами и переходной) коры и только шельфы океанских островов — в области собственно океанской коры.

Для каждого типа коры характерны свои наборы пород и соотношения между ними (рис. 1), соответственно свои наборы минералов.

Мегапровинция континентов. Эта провинция занимает сравнительно небольшую часть земной поверхности (29,2%), но имеет для поставки минералов в океаны в целом главное значение. Минеральный состав провинции характеризуется наибольшим разнообразием минералов, что обусловлено

максимальным набором изверженных, метаморфических и осадочных пород на континентах. Однако наиболее характерной чертой рассматриваемой провинции, отличающей ее от двух других, является очень широкое распространение гранитоидов: на их долю приходится более 70% изверженных пород. Характерен весьма своеобразный и не встречающийся в других мегапровинциях набор минералов (см. рис. 1). Среди минералов континентальной коры преобладают кварц, калиевые полевые шпаты, кислые и средние плагиоклазы, К-слюды, биотит, роговая обманка. Из них только средние плагиоклазы и темноцветные встречаются в андезитовой зоне, причем роговые обманки редки.

Значительная часть этой провинции скрыта водами морей и океанов; здесь идет интенсивное накопление осадочного материала. Осадочные породы наиболее распространены и на поверхности континентов: на их долю приходится 72% поверхности суши (включая четвертичные отложения, а при их исключении — около 66%). На долю изверженных и метаморфических пород приходится всего 34%, причем главное значение имеют докембрийские метаморфические породы и гранитоиды (26%), на долю эффузивных пород приходится всего 8%. В осадочном чехле наибольшие площади занимают кайнозойские (33%) и мезозойские (18%) отложения. Среди пород чехла наиболее распространены глины и глинистые сланцы (53%), меньшее значение имеют пески и песчаники (25,4%), карбонаты (20,8%) и эвапориты (0,8%) (Беус, 1972).

Эти соотношения осадочных образований определяются минеральным составом изверженных пород континентов и процессами выветривания. В частности, преобладание глинистых пород и связанных с ними тонкодисперсных минералов обусловлено высоким содержанием полевых шпатов (50—65%), а песков — наиболее стойкого к выветриванию минерала — кварца (в исходных породах 15—21%).

На основе более 70 тыс. рентгеновских определений удалось определить средний состав глин и глинистых сланцев — самых распространенных осадочных минеральных образований континентов: иллит (45—55%), кварц (20%), полевые шпаты (10—15%), хлорит и каолинит (14%), кальцит и доломит (3%) (Wedepohl, 1969). Из этих значений видно, что содержание иллита, а также каолинита отвечает содержанию полевых шпатов, хлорита — содержанию темноцветных; количество кварца почти не меняется по отношению к исходной «средней магматической породе континентов».

В процессе подготовки осадочного материала исходные породы континентальной коры (изверженные, метаморфические, осадочные) подвергаются физическому и химическому выветриванию. Скорость и глубина преобразования пород, состав возникающих минералов определяются в основном климатом (соотношением температуры и влажности).

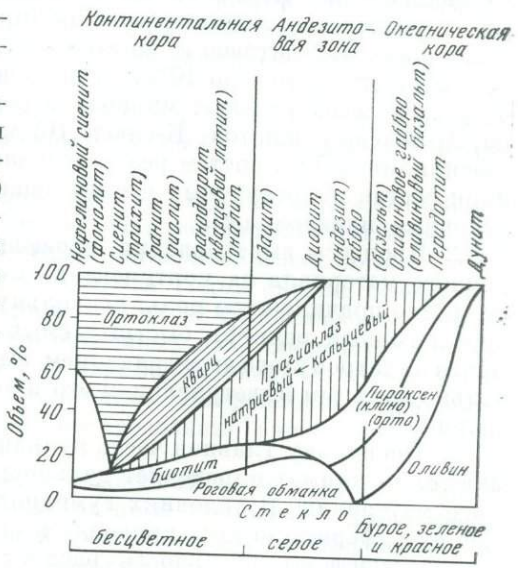


Рис. 1. Минеральный состав наиболее распространенных типов изверженных пород (эффузивные аналоги даны в скобках) питающих мегапровинций Земли (Мейсон, 1971, с изменениями).

Данные о среднем составе пород и минералов мегапровинции континентов отнюдь не означают единообразия этой провинции: уже отмечалось, что для нее наиболее примечательно большое разнообразие горных пород. Водосборы разных океанов и разных частей их получают различный минеральный материал в связи с разнообразием геологии водосборов; эти отличия увеличиваются еще и разнообразием условий выветривания в водосборах, чередованием равнинных и горных областей.

Мегапровинция современных геосинклинальных систем (коры переходного типа). Для этой мегапровинции характерен ограниченный набор горных пород: это «царство» андезитов, в значительно меньших масштабах развиты базальты, дациты и риолиты. На Курильских островах андезиты составляют 69% вулканитов, но на о-вах Кермадек — Тонга и в Индонезии преобладает дацитовый и риолитовый вулканизм. В соответствии с резким сокращением петрографического разнообразия исходных пород уменьшается и набор минералов, поставляемых из провинции в океан: господствуют два минерала — плагиоклазы и андезитовые (и дацитовые) вулканические стекла; в значительно меньших количествах поступают темноцветные минералы — клино- и ортопироксены, роговая обманка. Резко подчинены им минералы фундамента островных дуг.

В отличие от мегапровинции континентов главный механизм подготовки и транспортировки осадочного материала здесь — взрывные (эксплозивные) извержения вулканов островных дуг. Коэффициент эксплозивности, по Ритману,— 95%; такой характер извержений характерен для активных окраин, зон субдукции.

Около 90% минерального материала из андезитовой зоны поставляется в моря и океаны по воздуху в виде пеплов, а также и по поверхности океана в виде пемзовых полей. Ежегодная поставка андезитово-дацитовой пирокластики оценивается в 2—3 млрд. т, т. е. почти в 10 раз меньше, чем поступает минерального вещества с континентов. Тем не менее именно андезитовым минеральным веществом в значительной мере сложены донные отложения активных окраин, а также и прилегающих к ним частей океанов. Эксплозивный механизм подготовки минерального материала имеет несколько важнейших следствий для седиментации.

1. Продукты эксплозий практически не подвержены выветриванию, зерна очень свежие, нередко в «рубашках» из стекла. Наибольшее значение имеют непрозрачные пепловые частицы (продукты тонкого измельчения андезитовых лав), андезитовое и дацитовое стекло, средний плагиоклаз — андезин (до 30%), гиперстен (до 10%). Для минерального состава весьма характерно отсутствие всех главных минералов континентальной мегапровинции: кварца, К-полевых шпатов, К-слюд. По минеральному составу мегапровинция геосинклинальных систем резко отличается и от океанской, где наблюдается иной состав непрозрачных частиц пеплов, преобладают базальтовые стекла, основные плагиоклазы.

2. Процессы выветривания, играющие главную роль для подготовки осадочного материала на континентах, в мегапровинции геосинклиналей играют резко подчиненную роль, поскольку для вулканических областей характерны горный рельеф, быстрый смыв рыхлого вулканического материала, почти не затронутого выветриванием. Лишь в экваториальной зоне с исключительно быстрым выветриванием эти процессы отражаются на составе минералов.

3. Поскольку главная часть вулканитов выбрасывается в воздух эксплозиями, то климат определяет дальность и направление переноса минерального материала. В условиях гумидного климата высокая влажность и частые атмосферные осадки приводят к быстрому осаждению частиц из нижних слоев атмосферы. Дальность распространения прокластики, выброшенной

выше границ облачности и атмосферных осадков, зависит от гранулометрии частиц и высоты их выброса при извержении. Максимальная высота выбросов достигает 30—40 км. Так, при извержении вулкана Безымянного (Камчатка) 30 марта 1956 г. инструментально была определена высота выброса в 32—37 км, т. е. материал проник в стратосферу, и дальнейшее его распределение происходило по законам распределения стратосферного (глобального) аэрозоля. Намного чаще выбросы в тропосферу, в верхней части которой существуют сильнейшие (сотни километров в час) струйные ветры, которые имеют направление, обратное стратосферным. Наиболее крупный материал выпадает локально.

Таким образом, выделяются локальные (до 100 км от кратера), тропосферные (100—10 000 км) и стратосферные (глобальное распределение пеплового материала) типы транспортировки и выпадения аэрозольного материала. Максимальные расстояния переноса алевритового материала наиболее мощных эксплозий не превышают 1—2 тыс. км; здесь образуются сплошные пепловые прослои в осадках, отдельные зерна проникают и дальше. За пределами этой зоны господствует пелитовый (мельче 0,01 мм) пирокластический материал, главным образом стекло вулканическое андезито-дацитовое.

Для локального, больше всего зависящего от атмосферных осадков и тропосферного переноса важное значение имеет широтное положение эруптивных очагов. Максимальная дальность распространения пирокластики имеет место при прочих равных условиях в аридных зонах, чему способствует не только сухость воздуха, но и наличие в нижней тропосфере системы исключительных по устойчивости и силе ветров — пассатов (в умеренных зонах типичны ветры переменных направлений, связанные с циклонической деятельностью, в экваториальной — преобладают штили). В верхней тропосфере аридных зон выявлены струйные течения (скорости в сотни километров в час); из них главные по постоянству и силе имеют течения по 30° с. ш. и ю. ш. В струйных течениях перенос идет с запада на восток; эти сильнейшие ветры опоясывают земной шар. Важно отметить, что стратосферные струйные течения, расположенные еще выше, также широтные, но имеют обратное направление, а глобальная конвергенция (опускание) воздушных масс, приводящая к выводу на поверхность океана минерального материала из стратосферного резервуара, также приходится на аридные зоны (Лисицын, 1974б). Прямые исследования пеплового материала из тропосферы и стратосферы неоднократно проводились с помощью самолетов или высотных баллонов (Meinel A., Meinel M., 1964; и др). Самые сильные взрывные извержения связаны с дацитовыми лавами, что приводит к определенной сепарации стекол: дальше всего от островных дуг проникают тонкие дацитовые стекла, по мере приближения к очагу возрастает роль серых и бурых стекол, а также непрозрачных пепловых частиц.

Сочетание указанных выше факторов, влияющих на количество и состав минерального материала, поступающего из областей переходной коры, определяет то, что главное значение эта группа минералов имеет по периферии океанов. Наибольшее развитие комплекс имеет в Тихом океане, северо-восточной части Индийского, а также в двух местах в Атлантическом океане: близ Антильской и Южной Сандвичевой островных дуг. Сосредоточение источников этого минерального вещества по периферии океанов определяется расположением активных очагов, т. е. тектоникой. Направление и дальность переноса пирокластики диктуется типом распределения аэрозольного материала, образующегося при эксплозии.

Осаждение главной части локальных выпадений определяется ветрами в приводном слое и местными условиями погоды. Выбросы в тропосферу, в особенности в ее верхнюю часть, не зависят от местных условий: на максимальные расстояния переносятся пеплы высотных выбросов из источников,

расположенных в аридных зонах (попадают в струйные течения большой скорости и постоянства). Незначительная часть тонких пеплов самых мощных эксплозий попадает в стратосферу, где многократно огибает земной шар, перераспределяется по широте и выпадает в глобальных конвергенциях, также расположенных в основном в аридных зонах. Механизм подготовки и транспортировки минерального материала переходных зон определяет: а) сосредоточение наибольших количеств материала этого комплекса по периферии океанов; б) дальнее проникновение в пелагиаль минералов того же комплекса, но пелитовой размерности, в наибольших количествах — в широтных поясах северного и южного полушарий (в основном в аридных зонах). На эти общие закономерности геосинклинального вулканизма накладываются региональные особенности, которые приводят к тому, что в пределах описываемой обширной провинции могут быть выделены отчетливые области с различиями минерального состава.

Мегапровинция океанской платформы (океанической коры). В области океанической коры господствуют базальтоиды, а также продукты дифференциации базальтовой магмы. В редких случаях в разломах и рифтовых долинах обнажаются ультраосновные породы третьего слоя океанической коры. Именно составом пород и тектонической позицией океанских платформ определяется минеральный состав этой мегапровинции. Здесь резко преобладают темноцветные минералы: бурое базальтовое стекло, моноклинные пироксены, оливин. Распространенные в других мегапровинциях кварц, калиевые полевые шпаты, калиевые слюды, нефелин, а также и амфиболы в этой провинции практически отсутствуют. Нет здесь и главных минералов андезитового комплекса. Из лейкократовых минералов господствуют Са-плагиоклазы.

Базальтовый вулканизм океанских платформ резко отличается от андезитового не только по минеральному составу лав, но, что очень важно, и по типу извержений. Здесь преобладают спокойные излияния без выбросов значительных масс пирокластики (коэффициент эксплозивности, по Ритману, менее 5%), образуются пологие щитовые вулканы (типа Гавайских островов Исландии и др.). В пределах океанских платформ другие виды вулканизма крайне редки. По данным бурения (более 500 скважин) под осадочной толщей океанов в 95—99% случаев залегают толеитовые базальты; на все другие виды пород (метаморфизованные и ультраосновные) приходится 1—5%.

Вопреки ранее высказывавшимся точкам зрения, океаны представляют собой не только конечные водоемы твердого стока; они сами генерируют осадочный материал. Главные виды минерального материала: а) гидротермальные минералы, возникающие в пелагиали на контакте горячих базальтов, изливающихся в срединных активных хребтах, с океанской водой; б) продукты вулканизма океанических островов и подводных вулканов (пирокластика и продукты надводного и подводного выветривания); в) обломочный — эдафогенный материал (подводный элювий и продукты тектонического дробления); г) продукты метаморфизации базальтов или их подводного выветривания холодными водами; д) биогенные и океанские аутигенные минералы.

Из сказанного следует, что из различных мегапровинций Земли в океаны поступает материал разного минерального состава. Исходное разнообразие минералов усиливается еще выветриванием материнских пород, разнообразием механизмов их поставки (или образования в океане), что в конечном счете приводит к большой сложности и разнообразию распределения различных минералов (обломочных, глинистых, аутигенных) и их естественных ассоциаций в донных осадках.

1.2. Подготовка и транспортировка минерального материала из мегапровинции континентов

Минеральный материал, поставляемый с континентов, представлет собой продукты физического и химического выветривания, а также размыва невыветрелых горных пород. Кроме обломочных и глинистых минералов, с континентов поступают также растворы, которые в океанах биосом переводятся в аутигенные минералы (карбонаты, опал, барит, фосфаты, коллофан и др.). Долгое время считали, что практически весь минеральный материал поставляется в океаны с континентов реками и ручьями. Исследования последних 10 лет показали однако, что важное значение для пелагической седиментации имеет поставка минерального материала и с таких участков континентов, где реки отсутствуют: ветром (эолового материала), а в высоких широтах — льдами (ледового материала).

Ежегодно поступление всех видов минерального материала с континентов составляет 22,1 млрд. т. (сток рек — 18,53, эолового материала — 1,6, ледникового материала — 1,5, продуктов абразии берегов — 0,5 млрд. т), в форме растворенных солей — 3,2 млрд. т (из них карбонатного и кремниевого материала в растворе 1,82 млрд. т) (Лисицын, 1974б). Из этого сопоставления, казалось бы, следует, что взвешенный сток рек действительно имеет решающее значение в поставке минералов в океанские осадки. Однако изучение терригенного вещества на дне океанов методом абсолютных масс показывает, что главная часть этих минералов осаждается на шельфах (т. е. в пределах континентальных блоков), а также в окраинных морях и переходной зоне. Что касаается пелагических областей океанов (за пределами континентальных подножий), то сюда проникает лишь 1,7 млрд. т минерального материала, а главная его часть (92%) осаждается близ устьев рек и по периферии океана, т. е. в пелагической седиментации участия не принимает (Лисицын, 1978). Отсюда реальные соотношения между биогенными и терригенными минералами в пелагиали иные, чем это представлялось до недавнего времени (Страхов, 1976а); вклад биогенных компонентов (связывание в виде аутигенных минералов) оказывается в 5—7 раз выше, чем указывает этот автор.

Из данных динамики атмосферы и гидросферы следует, что средний перенос воздушных и водных масс в широтном направлении в 8—10 раз больше, чем по меридиану. Соответственно главное перемещение минерального вещества на нашей планете как в атмосфере, так и в гидросфере идет по широтам. Этот вывод имеет принципиальное значение и тесно связан с подсчетом абсолютных масс терригенного материала, сделанным на основании анализа карт. Если подавляющая (92%) часть материала рек осаждается близ устьев, то для эолового материала, а также и для ледового (морские льды и айсберги) периферийная часть океана уже не является «ловушкой». Этот материал, как показывают и прямые исследования эоловой взвеси над океаном и в айсбергах, а также водной взвеси, образующейся после осаждения аэрозолей или таяния льдов в океане, проникает далеко в пелагиаль, нередко пересекая океаны. Там, где основную роль играют реки (гумидные зоны), речной материал тоже распространяется по широте, т. е. материал гумидной зоны континентов распространяется в большей своей части в пределах гумидных же зон океанов.

В широтном направлении транспортируется аэрозоль преимущественно под влиянием пассатных ветров, а также тропосферных и стратосферных струйных течений. В итоге в тех местах океанов, где на прилегающих континентах нет речной сети (аридные зоны), «вакуум» осадочного материала заполняется поставкой минерального материала ветром в пределах тех же, широтных зон, где находятся питающие провинции (пустыни и степи). В том,

что в этих зонах действительно почти нет речного метериала, убеждает как анализ абсолютных масс, так и изучение минерального состава осадков.

Наконец, в ледовых зонах континентов в океаны не впадает ни одной реки (Антарктида), вся подготовка осадочного материала, его транспортировка на континенте и в океане осуществляется только льдом. Может быть, в этом случае имеет место заполнение «вакуума» ледовых зон океанов минералами речного стока? Нет, и здесь единственным видом минерального материала является моренный — продукты механической дезинтеграции коренных пород.

Сопоставление вклада минералов разного генезиса, которое проведено ниже, позволяет уяснить, каким образом формируется сложный, полиминеральный состав отложений океанов в разных его частях.

Климатическая зональность подготовки и поставки минерального материала реками. Количественное изучение твердого стока рек приводит к важному выводу: реки умеренных гумидных зон очень многоводны, но поставляют мало минерального материала: всего $^1/_4$ от суммарной его поставки реками мира. Главную роль играют реки экваториальной зоны, которые дают $^3/_4$ терригенных минералов, поступающих в океан (Лисицын, 1974б).

Подготовка осадочного материала в водосборах идет в ходе выветривания, а также механического размыва. Одной из главных черт элювиального процесса на континентах является его тесная связь с климатической зональностью (Страхов, 1960—1962). Максимальной интенсивности и глубины выветривание достигает в экваториальной зоне, где сочетаются высокие круглогодичные температуры и высокая влажность. Здесь скорость выветривания в 20—40 раз выше, чем в умеренных гумидных, и в сотни раз выше, чем в аридных и ледовых.

Стойкость минералов к выветриванию различна: быстрее всего выветриваются, в общем, ультраосновные, основные породы и комплексы минералов, богатые магнием; более стойки кислые породы и минералы, богатые железом. Главнейшие минералы по стойкости к выветриванию в общем случае образуют определенный ряд (по С. Голдичу; из Смирнов, 1976, с. 378) по степени повышения устойчивости. Этот ряд соответствует ряду Боуэна, причем указанная последовательность расположения минералов определяется количеством энергии, необходимой для возникновения новообразований.

Оливин	Кальциевый плагиоклаз
Гиперстен	Кальциево-натровый плагиоклаз
Авгит	Натрово-кальциевый плагиоклаз
Роговая обманка	Калиевый полевой шпат
Биотит	Мусковит
Кварц	

Распространенные минералы тяжелой фракции по отношению к циркону — наиболее обычному и стойкому минералу (его устойчивость принимается за 100) — могут быть расположены по сравнительной стойкости в ряд (Dryden, Dryden, 1948)

Циркон	—100	Кианит	—7
Турмалин	— 80	Роговая обманка	—5
Силлиманит	— 40	Ставролит	—3
Монацит	— 40	Гранат	—1
Хлоритоид	— 20	Гиперстен	—1

В ледовых зонах с вечным морозом господствует физическое выветривание — механическое разрушение пород движущимися ледниками, имеющими мощность до 4 тыс. м. При этом минералы практически не выветриваются, сохраняются даже нестойкие полевые шпаты и оливин. Глинистые минералы

здесь образуются в отличие от гумидной зоны не при химическом выветривании, а при тонком истирании исходных пород, в частности наиболее распространенных и податливых к истиранию слюд (образование тонких гидрослюд) и хлорита. Именно этими двумя группами минералов ограничивается характерный для ледовой зоны Антарктиды набор глинистых минералов. Примечательно, что возраст гидрослюд соответствует возрасту исходных коренных пород, т. е. гидрослюды образовались не как новообразованные глинистые минералы, а являются продуктами истирания пород. Тонкие минералогические исследования хлорита также дают доказательства его возникновения путем механического истирания. Выход глинистых минералов из коренных пород в ледовых зонах очень невелик: от 1 до 3%, по другим данным — 10%. Главное значение имеет грубообломочный материал (около 50%) и песчано-алевритовый материал (табл. 1).

Умеренные гумидные зоны простираются от тундр до семиаридных районов. В тундрах мощность коры выветривания минимальна — всего несколько сантиметров, а в теплых частях зоны достигает 1—2 м. Для холодной части зоны типичен тот же комплекс глинистых и обломочных минералов, что и для соседних ледовых зон, для теплой характерно возрастание роли монтмориллонита. Резко меняется и набор обломочных минералов: нестойкие минералы сохраняются в тундрах, но в теплой части зоны разрушаются плагиоклазы (переходят в глинистые минералы и растворы), а также часть нестойких темноцветных. Выход глинистой фракции из продуктов выветривания — от 5% в холодной части до 25% в теплой (в среднем 20%). Главная часть взвешенного речного стока из этой зоны — песчано-алевритовый материал, что отвечает начальным стадиям выветривания, разделению горных пород на слагающие их зерна без существенного разрушения главной части зерен.

Экваториальная зона континентов — область наиболее быстрых и глубоких преобразований исходных пород (рис. 2, *А*, *Б*). В верхней, наиболее зрелой части коры выветривания сохраняются только самые стойкие минералы: группа каолинита, окислы алюминия, титана, зерна наиболее стойких акцессориев; широко распространены кварц и магнетит. При сильном выветривании все разнообразие исходных пород обычно сводится к этому ограниченному набору минералов. При столь глубоких преобразованиях выщелачивается и уходит в виде растворов главная часть вещества исходных пород — от 50 до 68%. Остаточные продукты на 80% представляют собой глины специфического состава.

Приведенные подсчеты (см. табл. 1) выполнены на основании прямых исследований речной взвеси и аллювия, а также солевого состава речных вод и материалов по изучению кор выветривания в разных климатических зонах, сведенных Н. А. Лисицыной (1975). Из таблицы следует, что все гумидные зоны поставляют в океаны 22 млрд. т осадочного материала, причем экваториальная дает в 6 раз больше осадочного материала, чем две умеренные зоны, главную часть этой поставки представляет пелит — продукт глубокого выветривания пород.

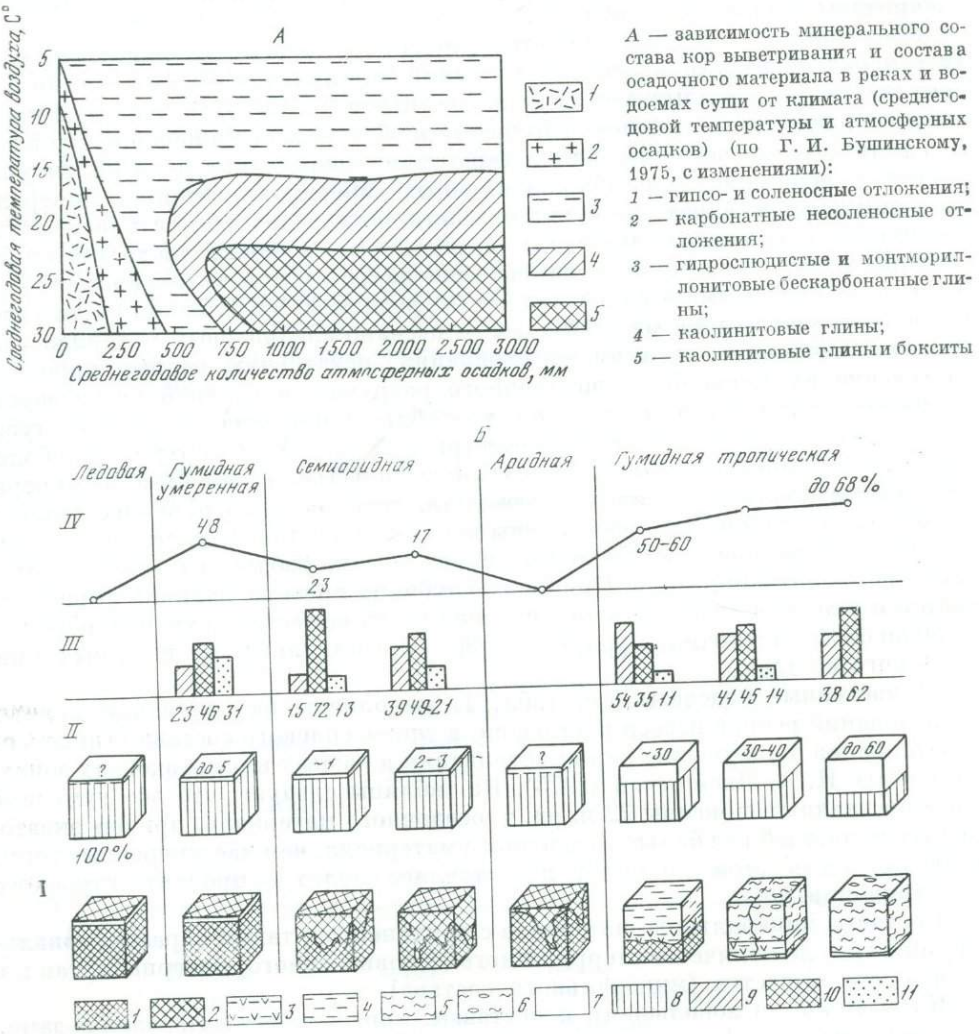
Поставка минерального материала с континентов, таким образом, зональна как в смысле количества терригенного (флювиогенного) материала, так и в смысле его вещества (минерального состава).

Климатическая зональность и поставка минерального материала льдами. Как видно из табл. 1, на долю ледовой части питающей провинции континентов приходится около 15% общей площади. Расположена эта часть в высоких широтах, в области круглогодичного распространения льдов, где деятельность воды в подготовке и транспортировке осадочного материала на суше практически исключена. Наиболее характерная и крупная часть ледового водосбора — Антарктида (14 млн. км^2). Льды на континенте не лежат неподвижно, они растекаются, причем ледовый сток, так же как и для рек, определяется в

основном рельефом ложа. Могут быть выделены ледосборные бассейны, откуда поставляется минеральный материал специфического состава. В конечном счете льды достигают океана и далее распространяются в области оледенения океана в виде айсбергов. Ледовый сток идет главным образом через выводные ледники, своеобразные ледовые реки.

Скорость ледниковой эрозии поверхности Антарктиды составляет около 0,05 мм в год, что несколько выше речной эрозии в умеренных гумидных зонах: среднее значение для Русской платформы 0,03 мм, для территории

Рис. 2. Изменение исходного минерального состава пород в ходе выветривания в различных климатических зонах



А — зависимость минерального состава кор выветривания и состава осадочного материала в реках и водоемах суши от климата (среднегодовой температуры и атмосферных осадков) (по Г. И. Бушинскому, 1975, с изменениями):
1 — гипсо- и соленосные отложения;
2 — карбонатные несоленосные отложения;
3 — гидрослюдистые и монтмориллонитовые бескарбонатные глины;
4 — каолинитовые глины;
5 — каолинитовые глины и бокситы

Б — особенности выветривания основных пород в различных климатических зонах (Лисицына, 1975): *I* — вещественный состав и мощность кор выветривания: *1* — коренная порода. Продукты выветривания: *2* — дезинтегрированные; *3* — хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые; *4* — каолинитовые; *5* — каолинит-гиббситовые и метагаллуазит-гиббситовые; *6* — гиббсит-гематит-гетитовые; *II* — вынос главных элементов из куба основной породы (в % от содержания): *7* — выносится; *8* — остается в породе; *III* — соотношения элементов в составе выносимого комплекса (в % от общей суммы выносимых элементов): *9* — Na, K, Ca, MG; *10* — Si; *11* — Al, Fe, Ti; *IV* — вынос главных элементов в % от содержания в исходной породе

Таблица 1. Размеры питающих провинций, количество и состав минерального материала, поступающего из них (Лисицын, 1978)

Характеристики питающих провинций	Питающие провинции				Всего
	ледовая	умеренная гумидная	аридные	экваториальная гумидная	
Площадь питающих провинций континентов, млн. км² (в знаменателе — в %)	22,1 / 14,9	58,9 / 39,7	28,5 / 19,2	38,7 / 26,1	148,2 / 99,9
Ежегодная поставка минерального вещества в океаны и моря (в числителе — в млрд. т, в знаменателе — %)	1,5 / 6	3,0 / 12	1,6 / 6	19,0 / 76	25,1 / 100
Гранулометрический состав минерального материала (числитель — млрд. т в год, знаменатель — вклад данной фракции в сток, в %)					
Грубообломочные фракции (> 1 мм)	0,75 / 50	0,9 / 30	0 / 0	0 / 0	1,65 / 6,6
Песчано-алевритовые фракции	0,68 / 45	1,5 / 50	0,64 / 40	3,8 / 20Б	6,62 / 26,4
Пелитовые (< 0,01 мм) фракции	0,08 / 3—5 (10?)	0,6 / 20	0,96 / 60	15,2 / 80	16,84 / 67,0
Всего	1,5 / 100	3,0 / 100	1,6 / 100	19,0 / 100	25,1 / 100
Минеральный состав					
Типичные обломочные минералы	Все минералы исходных пород. Преобладание полевых шпатов над кварцем. Очень свежие легкие и тяжелые минералы	Преобладание кварца над полевыми шпатами. Многие минералы, в том числе полевые шпаты, выветрелые	Все исходные минералы пород. Аутигенные минералы аридной зоны (гипс, ангидрит, доломит и др.)	Резкое преобладание кварца и стойких к выветриванию акцессориев (циркон, магнетит, ставролит и др.). Главная часть минералов выветрелая, почти нет полевых шпатов, нестойких темноцветных	
Типичные тонкодисперсные минералы	Хлорит, гидрослюды, кварц, полевые шпаты	В холодной части хлорит, гидрослюды, смектит. В теплой — монтмориллонит, смешаннослойные, мало кварца, полевых шпатов	Преобладание иллита, очень много кварца, полевых шпатов, аутигенных аридных минералов (палыгорскит и др.)	Каолинит, монтмориллонит, гиббсит, гематит, гетит, иллит, хлорит	

США — 0,04 мм. Только Антарктида поставляет в прилежащие океаны около 1050 млн. т минерального материала в год. Около 136 млн. т поступает в северную часть Атлантики из Гренландии. Значительно меньше дают ледники Арктики (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Канадский архипелаг и др.). Общее количество минерального материала, поставляемого в океан

ледниками ежегодно,— около 1,5 млрд. т. Как показывает изучение донных осадков, в особенности их минералогии и геохимии, в составе минеральной части, в том числе и в пелитовых фракциях, доминируют местные минералы ледовой зоны, а не какие-то усредненные минералы, принесенные реками из других зон. В том же убеждает и анализ минерального состава эоловой и водной взвеси.

Подготовка минерального материала здесь идет очень специфично, отлично от других зон. Это находит отражение в минеральном составе морен и других рыхлых образований Антарктиды, а также в минеральном материале айсбергов. Резко отличен от других зон также и механизм транспортировки минералов из ледосбора в океан. Главный перенос в океанах осуществляется айсбергами.

По данным наблюдений со спутников, ежегодно в океаны из Антарктиды поступает 220 тыс. айсбергов, их общий объем равен половине жидкого стока всех рек мира, а среднее время существования составляет 13 лет (Лисицын, 1978). Площадь их распространения в океане составляет 60—70 млн. км^2 (около 20% поверхности океана). Только в Антарктике айсберги занимают 60 млн. км^2 и переносят ежегодно 1,05 млрд. т минерального материала, что дает средний модуль седиментации 18 т/км^2. По мере приближения к континенту количество айсбергов возрастает, и переносимый ими материал становится практически единственным минеральным материалом донных осадков, т. е. здесь имеет место океанский ледовый седиментогенез, границы которого очерчиваются областью преобладающего (более 50%) вклада ледового материала в осадки. Граница распространения минералов ледовой зоны намного дальше удалена от берегов, чем граница ледового типа осадков, поскольку айсберги проникают в умеренную гумидную зону и в меньших, чем в ледовой зоне, количествах разгружают здесь свой специфический материал. Это видно и из сопоставления значения модуля для области распространения айсбергов (18 т/км^2) и для ледовых осадков (69 т/км^2, табл. 2).

Таблица 2. Модули аккумуляции терригенного минерального вещества в различных зонах литогенеза

	Зоны литогенеза				Всего
	ледовые	умеренные гумидные	аридные	экваториальные гумидные	
Площади зон в Мировом океане (в числителе — в млн. км^2, в знаменателе — в % от Мирового океана)	21,743 / 6,1	104,351 / 29,4	159,795 / 45,0	69,321 / 19,5	355,210 / 100,0
Модули терригенной седиментации, т/км^2	69	28,7	10,01	274	

Из табл. 1 следует, что айсберги поставляют в океаны все виды материала по крупности — от грубообломочного до тонкого пелита. В условиях океана крупные обломки и зерна откладываются без смещения в толще океанских вод, поскольку скорости течений обычно для этого недостаточны; тонкий материал отсортировывается, его меньше на поднятиях (преобладание грубого и песчано-алевритового материала) и больше в затишных местах дна. Минеральные комплексы моренного материала на суше, минералов, изученных в айсбергах, водной взвеси этой зоны и донных осадках сходны — они отвечают минеральным комплексам ледосборов. Иной материал — эоловый или речной — из

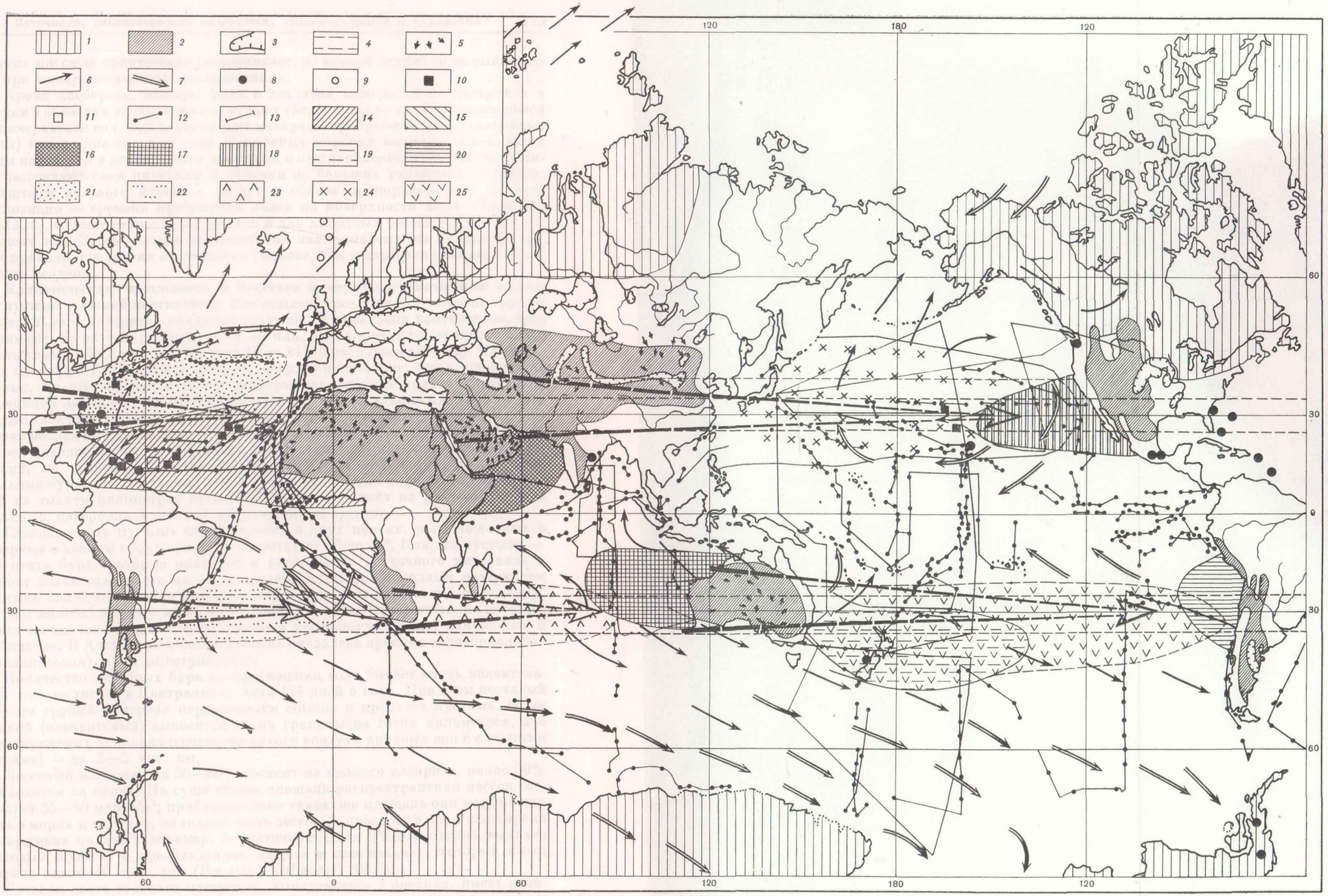


Рис. 3. Схема питающих провинций, провинций аэрозоля над океанами и изученности воздушной взвеси

Питающие провинции (1—3):

1 — древние — области четвертичных оледенений, осадочный материал развеивался после отступания ледников;

2 — современные — пустыни и засушливые области материков (Петров, 1973);

3 — главные области развития лёссов (Кригер, 1965).

Ветры и конвергенции (4—7):

4 — пояса струйных течений и глобальных опусканий воздушных масс тропосферных струйных течений (Лавренчик, 1965);

5 — господствующие направления ветра в пустынях суши (по ориентировке эоловых форм рельефа); господствующие ветры (июль) по ФГАМ:

6 — повторяемость ветров менее 50%;

7 — более 50%.

Изученность взвеси над океанами (8—13) (по В. Н. Живаго):

8 — станции постоянных или длительных наблюдений над аэрозолями (на островах, на кораблях погоды, всего 21 точка наблюдений);

9—11 — наблюдения за выпадением пыли с кораблей в отдельных точках океанов;

12 — маршрутные исследования аэрозолей в океанах с советских кораблей (1957—1975 гг.) и по зарубежным данным;

13 — исследования аэрозолей на полигоне в западной части Атлантического океана.

Минеральные провинции аэрозолей. Тропосферные (14—20):

14 — северной части Атлантики (кварц, полевые шпаты, доломит, пресноводные диатомовые, споры грибов, пыльца, фитолиты, доломит, палыгорскит, иллит, хлорит, каолинит, монтмориллонит);

15 — Южной Атлантики (кварц, полевые шпаты, пресноводные диатомовые, фитолиты);

16 — юго-западной части Индийского океана (карбонаты — до 80% кальцита, доломит, кварц, полевой шпат, палыгорскит);

17 — Западной Австралии (каолинит, латеритный материал, слюды, кварц-полевошпатовое отношение 2—3 и более);

18 — Северной Америки (слюды, кварц, полевой шпат, доломит, амфиболы, почвенный материал, антропогенный материал — тальк, пестициды и др.);

19 — Восточной Австралии — каолинит, латеритный материал, слюды, иллит, хлорит, отношение кварц/полевой шпат 1—2, почвенный материал);

20 — Южной Америки — слюды.

Провинции струйных течений (21—25):

21 — северной части Атлантики (слюды, почвенный материал, споры грибов, диатомовые, антропогенный материал);

22 — Южной Атлантики — проблематичная;

23 — южной части Индийского океана (?);

24 — северной части Тихого океана (иллит, хлорит, монтмориллонит, кварц, полевые шпаты, отношение кварц/полевые шпаты 1—2, вулканические стекла кислые и андезитовые из андезитовой зоны);

25 — южной части Тихого океана (кварц, иллит, хлорит, каолинит и латеритный материал, вулканические стекла Новой Зеландии)

Заказ № 1140

других зон сюда практически не проникает, во всяком случае он не выявляется при минералогических исследованиях.

Кроме айсбергов, важную роль в поставке минерального материала в осадки в областях замерзания вод играют также морские льды, образующиеся на поверхности вод. Они захватывают минералы прибрежной зоны (припайные льды) или со дна (донный лед). В крупных морских водоемах и в океанах льды находятся в непрерывном движении и при дроблении и таянии постепенно рассеивают свои минералы и обломки на больших удалениях от берега. Масштабы ледового переноса растут в общем пропорционально ледовой экспозиции — времени пребывания льдов на поверхности моря (Лисицын, 1961а, б). Сезонно замерзание обычно и для холодных частей умеренных гумидных зон. Здесь ледовая седиментация накладывается на гумидную, но, как правило, последняя оказывается сильнее, чем и определяет минеральный облик осадков.

Климатическая зональность и поставка минерального материала ветром из пустынь и степей континентов. Питающими провинциями для этой группы минерального материала являются пустыни и сухие степи континентов. Они занимают, по разным данным, около 29 млн. км^2, а вместе со степями и полупустынями — 48,8 млн. км^2 (т. е. от 19 до 34% поверхности Земли). Наибольшая площадь пустынь приходится на северное полушарие: здесь примерно на 11 тыс. км протягивается почти непрерывная главная аридная питающая провинция Земли — Афро-Евразийский пояс; все остальные пять провинций в сумме значительно меньше. Нужно учитывать также, что в северном полушарии после отступания ледника в области термических контрастов и сильных ветров находились значительные (около 29 млн. км^2) площади рыхлых отложений, не закрепленных растительностью. В семиаридных зонах часты пыльные бури, когда поднимаются в воздух миллионы тонн пыли, переносимой на тысячи километров от источника. В ряде мест на распространение пылевого материала влияет и антропогенный фактор.

Главная часть пустынь сосредоточена в двух поясах, расположенных в северном и южном полушариях на широтах от 15 до 35°. Каждая пустыня — это центр бурь, которые приводят к переработке осадочного материала и выносу значительной его части за пределы пустынь. Исходным материалом пустынь являются обычно древние речные, озерные, дельтовые отложения, конусы выноса, а также массивные древние породы. Соответственно пустыни делят на песчано-глинистые, галечные и песчано-глинистые, каменистые и щебнистые. В Австралии в поясе пустынь оказалась древняя экваториальная (каолинитовая) кора выветривания.

Количество песчаных бурь на протяжении года бывает очень значительным: оно достигает в Центральной Азии 174 дней в году. При этом песчаный и более грубый материал перемещается обычно в пределах пустынь, более мелкий (алевритовый) выносится за их границы на сотни километров, а в благоприятных условиях (сочетание сухого воздуха аридных зон с сильными ветрами) — до 3—5 тыс. км.

Лессовый материал на 30—60% состоит из мелкого алеврита, около 30% приходится на пелит. На суше общая площадь распространения лессов составляет 35—40 млн. км^2; приблизительно такую же площадь они могут занимать в морях и океанах, но только часть лессовых прослоев в настоящее время обнаружена на дне (например, в восточной части Тихого океана выявлен лессовый прослой с преобладанием кварца и плагиоклаза, который имеет возраст около 40 тыс. лет (Bonatti, Arrhenius, 1965).

Главная часть эолового материала, выпадающего в океанах, имеет пелитовую размерность. По периферии океанов отмечается выпадение также и песчаного материала (например, окатанные зерна кварца с железистыми рубашками пустынного загара отмечались у берегов Северной Африки

(Radczewski, 1939). Признаки эолового материала, приведенные О. Радзевским, общеизвестны, однако главная часть аэрозолей (более 90%), попадающего в пелагиаль, коренным образом отличается от этого материала.

1. По гранулометрическому составу почти повсеместно это не песчано-алевритовый, а пелитовый материал, причем для него характерна мода в 2—5 мкм (тропосферный аэрозоль) и менее 2 мкм (стратосферный). Мода возникает при гравитационной дифференциации в ходе переноса.

2. Аэрозоль состоит из тонкодисперсного кварца, полевого шпата и иллита, нередко с примесью биогенного материала, а также аутигенных минералов пустынь.

Так же как и флювиогенный материал, аэрозоль тесно связан с питающими провинциями минералогически. Удается выделить на основе детальных анализов нескольких сот проб, собранных в океанах в экспедициях Института океанологии, минералогические провинции аэрозолей (рис. 3). Для провинций аэрозолей в пелагических осадках типичны большая протяженность, широтное простирание, сходство с минеральными комплексами почв океанских островов, расположенных над уровнем океана в тех же аридных зонах.

3. В отличие от окатанного аэрозольного материала локальных выпадений (песчано-алевритового) в аэрозоле тропосферных и стратосферных выпадений преобладают угловатые, оскольчатые зерна (рис. 4), которые возникают на поверхности песчинок и алевритовых зерен за счет соударений и сколов — это самый тонкий материал пустынь.

4. Так же как и для пирокластики, дальность и направление переноса частиц зависят от высоты их выброса в атмосферу, крупности частиц и др.

В пелагиали главное значение имеет тропосферный перенос с подъемом материала на высоту 6—10 км, который захватывает тонкие алевриты (лессы), но главное значение он имеет для минералов пелитовых фракций. Дальность переноса — от сотен до 10 тыс. км. Особенно большие расстояния пыль преодолевает в системе струйных течений. Главное направление переноса здесь широтное — с востока на запад, оси главного переноса — по 30° с. ш. и ю. ш. Стратосферный перенос имеет место на высотах более 12 км; объем пыли, участвующей в этом переносе, значительно меньше, чем при тропосферном. Лишь в редких случаях пыль проникает на такие высоты, наибольшее значение стратосферный перенос имеет для тонкой пирокластики; направление его обратное тропосферному — с запада на восток.

5. Определения количественного вклада эоловых минералов в пелагическую седиментацию, выполненные за последние 10 лет разными методами (Лисицын, 1978), показали, что на огромных участках дна они составляют более 50% (в ряде мест 70—90%), т. е. являются главным видом минерального материала. Области, где основная часть терригенных минералов представлена аэрозольным материалом, названы аридными зонами, поскольку именно сухость (аридность) атмосферы является фактором, определяющим особенности седиментационного процесса на всех его стадиях — подготовки в пустынях, переноса (локальный, тропосферный или стратосферный) и отложения на дне. Минералого-геохимическое изучение взвеси и осадков показывает, что значительных перемещений этого материала после выпадения его на поверхность океана не происходит, что связано с процессами биофильтрации, способствующими быстрому удалению взвеси из поверхностных вод.

Итак, поставка терригенного материала с континентов в океан осуществляется тремя путями: с речным стоком, по воздуху и с ледовым материалом. В океане имеются обширные области, где данный вид минерального материала и данный вид его переноса преобладают: гумидные зоны (господствует речной материал), ледовые (айсберговый и ледовый) и аридные (аэрозольный). Из табл. 1 видно, что этот материал отличается по всем показателям: по гранулометрии, минеральному составу и др.



Рис. 4. Электронно-микроскопические фотографии эоловых частиц

а — разрушающееся кварцевое зерно из пустыни Западного Приаралья, увел. 1000; *б* — взвесь из северной аридной зоны Тихого океана, увел. 300; *в* — взвесь из экваториальной гумидной зоны Тихого океана, увел. 3000; *г* — взвесь из южной аридной зоны Тихого океана, увел. 6000; *д* — взвесь из южной гумидной зоны Тихого океана, увел. 3000; *е* — взвесь из северной аридной зоны Атлантического океана, увел. 3000

Гумидные зоны занимают около 66% континентов, области питания аэрозольным материалом — около 19% и ледовым материалом — около 15% (см. табл. 1). Как видно из табл. 2, на долю областей преобладания речного материала (гумидного) приходится 49% площади дна океана, значительно возрастает площадь развития минералов аридных зон — она в 5 раз больше площадей аридных питающих провинций.

Модули терригенной седиментации подсчитаны ориентировочно, с допущением, что основная часть материала садится в пределах той же зоны, где располагается область питания. Это допущение подкрепляется многими фактами. Минимальный модуль терригенной седиментации отмечается в аридных зонах океана — около 10 т/км², максимальный — для экваториальных гумидных зон (274 т/км²), а также для ледовых зон. Из карты скоростей седиментации (Лисицын, 1974б) видно, что, например, в Тихом океане в аридных зонах скорости менее 1 Б (чаще 0,1—0,5 Б), а в соседних экваториальных гумидных — 10—20 Б, т. е. в 20—200 раз выше. Такого же порядка средние значения скоростей и в ледовых зонах.

1.3. Обломочные минералы аэрозолей, гидрозолей и криозолей

Анализ минерального материала на путях его переноса над океаном (в аэрозоле), а также в толще океанских вод (в гидрозоле) и во льдах был выполнен с применением методов оптической минералогии и количественной дифрактометрии В. В. Серовой. На рис. 5 приведены для примера провинции водной взвеси из поверхностного слоя вод Индийского океана. Этот океан представ-

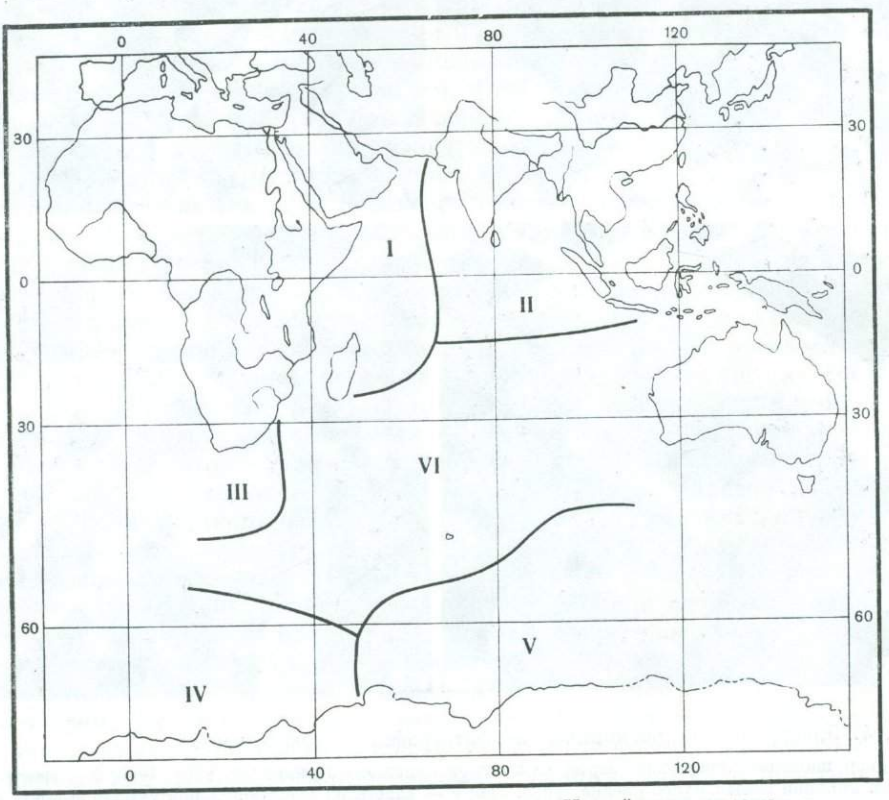


Рис. 5. Минералогические провинции водной взвеси Индийского океана

Провинции: *I* — Западно-Индийская; *II* — Восточно-Индийская; *III* — Южно-Африканская; *IV* — Антарктическая I; *V* — Антарктическая II; *VI* — Центрально-Океанская

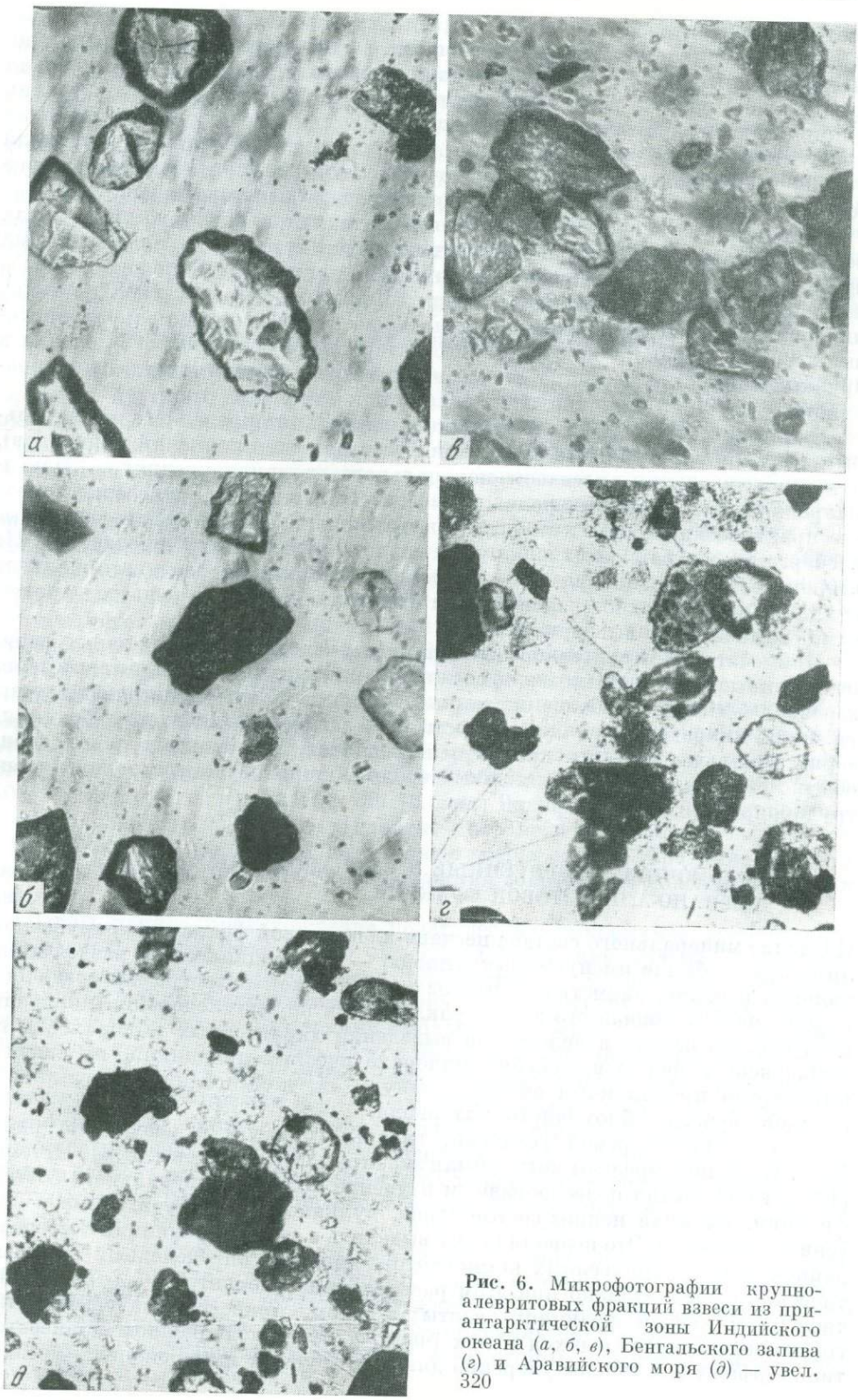


Рис. 6. Микрофотографии крупноалевритовых фракций взвеси из приантарктической зоны Индийского океана (*а*, *б*, *в*), Бенгальского залива (*г*) и Аравийского моря (*д*) — увел. 320

ляет большой интерес в связи с контрастностью условий питания его минеральным материалом: в северной его части, в гумидных зонах, сосредоточены крупнейшие по стоку реки мира (Ганг, Брахмапутра, Инд и др.); северная аридная зона развита в виде фрагментов; в южной аридной зоне (Австралия и прилежащие районы океана) господствует весьма своеобразный материал (продукты древних кор выветривания). Поступление минерального материала с суши в южную умеренную зону почти полностью исключено (отсутствие водосбора), зато широко развита ледовая зона у берегов Антарктиды.

Поскольку взвешенный минеральный материал в поверхностных водах пелагиали встречается в крайне малых количествах, для его извлечения был применен метод сепарации — каждая проба получена из многих сотен, а нередко и тысяч тонн океанской воды (Лисицын, Живаго, 1958). Анализ минерального вещества океанской воды показал, что перенос мелкоалевритовых зерен (а нередко и более крупного материала, в особенности в ледовых и аридных зонах) осуществляется на огромные расстояния от питающих провинций — до 1000 км и более.

В аридных зонах минеральный состав гидрозоля определяется минеральным составом аэрозоля (что устанавливается при сопоставлении минералов), а в ледовых зонах — составом минерального материала ледников. Максимальное разнообразие минералов во взвеси устанавливается в ледовых зонах, где практически не идет химическое выветривание, минералы, переносимые айсбергами, соответствуют набору минералов коренных пород ледосбора. На втором месте по разнообразию — провинции аридных зон; в экваториальной гумидной зоне исходное разнообразие минералов резко сокращается процессами химического выветривания.

Примечателен характер поверхности зерен взвеси: в ледовых зонах зерна неокатанные, оскольчатые, очень свежие; в аридных зонах алевритовые зерна аэрозоля и гидрозоля более окатанные, с видимыми под сканирующим микроскопом микросколами, часто с «пустынным загаром»; в пелитовых фракциях зерна оскольчатые — это продукт микросколов. В гумидных зонах зерна обычно со следами окатывания, выветрелые, широко распространены зерна трудноопределимых минералов (рис. 6).

§ 2. ОБЛОМОЧНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ

Изучение минерального состава песчано-алевритовой фракции (в зарубежной литературе обычно именуемой «крупной») — это традиционный раздел минералогии осадков, заимствованный из классической петрографии осадочных пород суши. Основная его задача заключается не в исследовании минерального состава осадка в целом, а в выделении характерных минералов и их комплексов с целью выявления минералогических провинций, их связи с питающими провинциями областей денудации, в выяснении источников и ареалов разноса обломочного материала.

В практике морской геологии, главным образом в результате работ В. П. Петелина, пределы метода были значительно расширены. В. П. Петелин (1960, 1971) считал целесообразным изучение полного минерального состава фракции, включая непрозрачные зерна, вулканогенные, аутигенные и биогенные минералы. Это позволило ему выделить в океане провинции с преобладанием этих нетерригенных компонентов, имеющие определенный литогенетический смысл. Однако при этом рассмотрение процентных соотношений в тяжелой и легкой фракциях, взятых в целом, привело к затушевыванию соотношений содержащихся в них (часто в резко подчиненном количестве) типоморфных и наиболее уверенно диагностируемых иммерсионным методом

прозрачных минералов. Изображение на картах распределения отдельных минералов часто получалось из-за сильнейшего разбавления мало показательным, а выделение минералогических провинций по генетически различным минеральным комплексам было не совсем логичным.

Учитывая этот опыт, авторы настоящей главы решили использовать из данных минералогических анализов по иммерсионному методу только наиболее показательные прозрачные минералы тяжелой фракции, для чего анализы тяжелой фракции (подсчеты зерен) были соответствующим образом пересчитаны (за 100% бралась сумма прозрачных минералов). Из тяжелой фракции при пересчете были исключены и те минералы легкой фракции (с уд. весом $<2{,}9$ г/см^3), которые туда попали либо из-за использования тяжелых жидкостей с меньшим удельным весом, либо из-за неполноты деления.

2.1. Прозрачные минералы тяжелой фракции 0,1—0,05 мм

В соответствии с принятой методикой пересчета, минеральный состав тяжелой фракции крупного алеврита в пределах всего Мирового океана можно охарактеризовать четырьмя главными минералами (группами): моноклинными и ромбическими пироксенами, роговой обманкой и эпидотом. Частота встречаемости этих минералов наибольшая, а для моноклинных пироксенов близка к 100%. Названные минералы в большинстве случаев слагают подавляющую часть среди прозрачных абиогенных минералов тяжелой фракции. Локальные повышенные содержания других минералов обусловлены специфическими чертами осадконакопления в отдельных районах Мирового океана.

Моноклинные пироксены в донных осадках представлены авгитом, реже титан-авгитом, диопсидом, пижонитом и др. Распространение моноклинных пироксенов на площади дна Мирового океана (концентрация по отношению к другим прозрачным минералам тяжелой фракции), показанное на рис. 7, специфично: отличается от картины распространения всех других минералов вместе взятых. Главное здесь — наличие пелагических максимумов, явно оторванных от береговых источников терригенного материала, сдвинутых в центральные районы океанов. Наиболее обширны площади высоких (более 50%) концентраций в пелагической области Тихого океана, несколько меньшие площади они занимают в Индийском океане, а в Атлантике выделяются лишь в виде изолированных пятен, тяготеющих к зоне Срединно-Атлантического хребта и к Исландии, т. е. к областям современного базальтового вулканизма.

Чтобы понять происхождение пелагических максимумов моноклинных пироксенов, нужно учесть, что они выделяются, как правило, при очень низкой суммарной концентрации аллотигенных прозрачных минералов тяжелой фракции, исчисляемых десятками зерен на 20-граммовую навеску осадка, а то и единичными зернами в больших навесках (0,5—1 кг или более). Очевидно, что мы имеем здесь дело с пассивной концентрацией клинопироксенов за счет отсутствия разбавления другими минералами. Пелагические максимумы — это прежде всего области отсутствия интенсивной поставки терригенного алеврита с его более разнообразным минеральным составом. Различие площадей высоких концентраций в разных океанах отражает в первую очередь разную интенсивность их терригенного питания, наибольшую «пелагичность» Тихого океана по сравнению с Атлантикой и северной половиной Индийского океана.

Кроме пелагических максимумов, на рис. 7 можно видеть более ограниченные по площади ареалы относительного обогащения, приуроченные к островным дугам с их андезитовым вулканизмом, к океанским вулканическим (базальтовым) островам, к осям срединно-океанических хребтов с подводным базальтовым вулканизмом и, наконец, к некоторым ограниченным участкам континентальных побережий.

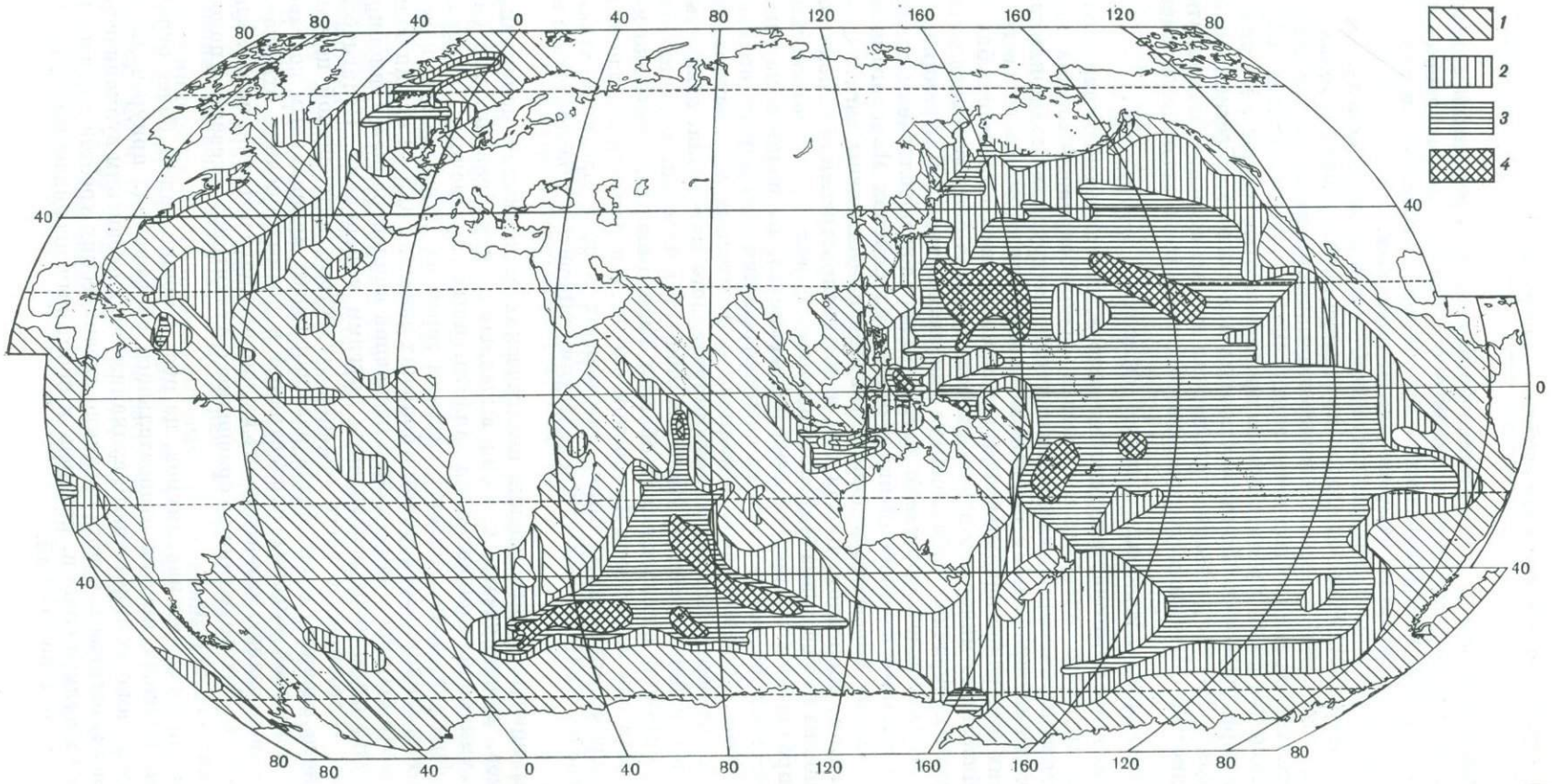


Рис. 7. Распространение моноклинных пироксенов в тяжелой фракции 0,1—0,05 мм (после пересчета на прозрачные аллотигенные минералы), в %

1 — < 25; *2* — от 25 до 50; *3* — от 50 до 75; *4* — > 75

Из описанного характера распространения клинопироксенов в Мировом океане, а также из более детальных работ в отдельных регионах вытекает, что главным источником этой группы обломочных минералов служит вулканизм и размыв вулканических пород основного состава как на суше (терригенный или вулканотерригенный материал), так и на дне океана (эдафогенный или вулкано-эдафогенный материал). Первично-вулканогенное происхождение большинства клинопироксенов в областях высоких концентраций подтверждает и их состав (доминирование авгита), а также характерная ассоциация с другими компонентами осадков (вулканическим стеклом, палагонитом, цеолитами, гиперстеном, основным плагиоклазом).

В зонах андезитового вулканизма моноклинные пироксены ассоциируют с ромбическими (гиперстеном) в составе поступающего в океан вулканокластического и вулканотерригенного материала. Величины концентрации клинопироксена в тяжелой фракции зависят здесь главным образом от количественных соотношений с гиперстеном при абсолютном преобладании суммы пироксенов. Очень высокие (более 75%) содержания характерны в Тихом океане для пояса Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг, что, очевидно, связано с особенностями их вулканизма (низкое содержание ортопироксенов в вулканитах этого района). Относительно невысокие (хотя и повышенные по сравнению с терригенным материалом) содержания характеризуют ареалы дальнего разноса преимущественно вулканокластического крупного алеврита Курильской, Японской, Филиппинской, Зондской, Мало-Антильской и особенно Тонга-Кермадекской островных дуг. Это обусловлено главным образом повышением доли ортопироксенов и вулканогенной роговой обманки.

С центрально-океанским базальтовым вулканизмом и продуктами размыва базальтовых вулканитов связаны локализованные ареалы высоких концентраций клинопироксенов вокруг океанских островов — Гавайских, Самоа, Баллени, Коморских, Исландии, Азорских, Канарских и других, не показанных в масштабе карты. Локальные участки обогащения группируются в полосы вдоль осей срединно-океанических хребтов, куда клинопироксен (в ассоциации с оливином) поступает с продуктами подводного толеит-базальтового вулканизма, а частично в составе эдафогенного материала. В последнем клинопироксены обычно «разбавлены» другими минералами интрузивных и метаморфических пород океанских офиолитовых ассоциаций (габброидов, гипербазитов, серпентинитов, метабазальтов) и не дают высоких концентраций.

С терригенными источниками связаны небольшие площади обогащения клинопироксенами вокруг побережий южной Гренландии, Британских островов, северной части атлантического побережья Северной Америки, юга Африки, северо-западной части Индостанского полуострова. В большинстве из этих районов (хотя и не везде) в составе пород питающих провинций широко распространены базальтоиды и основные интрузивы (например, деканские траппы, плато-базальты Карру). В подавляющем большинстве приконтинентальные регионы отличаются низкими (менее 25%, а часто менее 10%) концентрациями клинопироксенов, что отражает относительно невысокое содержание этой группы минералов в среднем составе пород континентальной земной коры. Высокая концентрация клинопироксенов — особенность прежде всего производных (как вулканогенных, так и эдафогенных) океанской земной коры и окраинно-океанских вулканических поясов.

Ромбические пироксены представлены в основных вулканогенных ареалах обогащения почти исключительно гиперстеном. В узко локализованных эдафогенных (гипербазитовых) комплексах распространен энстатит-бронзит (Мурдмаа, 1968а; Солдатов, Мурдмаа, 1970). В терригенном материале встречаются разные минералы группы ортопироксенов, но обычно преобладает гиперстен.

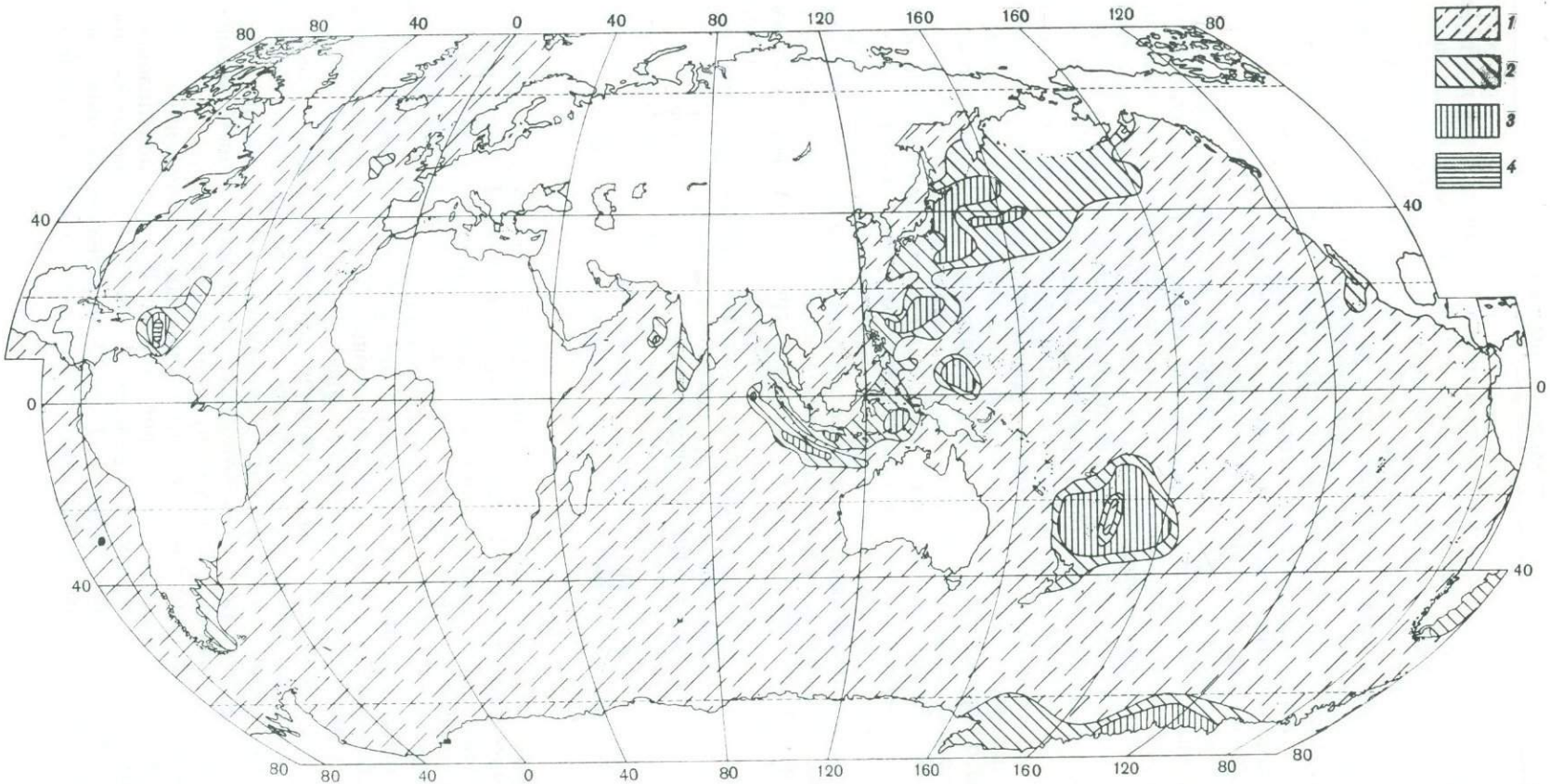


Рис. 8. Распространение ромбических пироксенов в тяжелой фракции 0,1—0,05 мм (после пересчета на прозрачные аллотигенные минералы), в %

1 — < 10; *2* — от 10 до 25; *3* — от 25 до 50; *4* — > 50

Распространены ортопироксены в океанских осадках гораздо менее широко, чем клинопироксены. Повышенные концентрации (25—50%, редко выше) вулканогенных ортопироксенов приурочены исключительно к окраинно-океанскому андезитовому поясу активного вулканизма (рис. 8) — к островным дугам Алеутской, Курильской, Японской, Тонга-Кермадек, Мало-Антильской, Скотия, Зондской. Лишь в отдельных районах на шельфах Патагонии, Лабрадора, Ньюфаундленда, Норвегии, тихоокеанского побережья Америки, Аравийского моря отмечаются содержания более 10%, реже более 25% ортопироксена в составе тяжелой фракции терригенного крупного алеврита. Локальные высокие концентрации связаны с некоторыми разностями срединно-океанических эдафогенных осадков (производных гарцбургитов).

Роговая обманка представлена в осадках несколькими разновидностями, из которых наиболее широко распространены обыкновенные буро-зеленая, бурая и голубовато-зеленая, а в определенных (вулканических) районах также базальтическая красновато-коричневая. Эта группа минералов по встречаемости следует за клинопироксенами. Концентрации роговых обманок достигают в отдельных районах 50—75% от суммы прозрачных тяжелых минералов, а ареалы с содержанием более 10% занимают около половины площади океанов.

Главная особенность распространения роговых обманок — их приуроченность к материковым побережьям, т. е. к питающим мегапровинциям континентальной коры (рис. 9). Ареалы с содержаниями более 10% окаймляют все континенты и крупные острова практически непрерывными широкими поясами, которые нередко смыкаются через всю пелагическую область как в северной, так и южной частях Тихого океана. Большинство континентальных побережий окаймлено полосами концентраций роговых обманок более 25%, а на значительном протяжении — даже более 50%. Области таких максимальных содержаний выделяются в Тихом океане вдоль побережий Канады, южной части Южной Америки, Новой Зеландии, Калимантана и Филиппин; в Индийском океане — в западной части Бенгальского залива; в Атлантическом океане — у побережий Лабрадора, юго-восточной Гренландии, Норвегии, Бразилии, экваториальной Африки. Они окаймляют большую часть побережий Антарктиды.

В большинстве районов повышенных концентраций роговые обманки входят в состав типичных терригенных минеральных комплексов. Особенно характерна ассоциация с минералами группы эпидота, относительное повышение содержания которых нередко приводит к понижению концентрации роговых обманок. В терригенных ассоциациях роговые обманки часто «разбавляются» также пироксенами, гранатом, цирконом и некоторыми другими минералами континентального происхождения.

Повсеместность и высокие концентрации роговых обманок в терригенном материале, поступающем в океан, согласуются с распространенностью их в самых разнообразных типах интрузивных, метаморфических и осадочных пород континентальной коры. Достаточно упомянуть роговообманковые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, зеленокаменные породы, гранитоиды и щелочные интрузивы, а также всю серию осадочных пород, содержащих продукты их размыва. С другой стороны, роговые обманки не характерны для продуктов океанского базальтового вулканизма и лишь в сравнительно редких случаях встречаются в вулканитах андезитовой зоны. К последним относятся примеры высоких концентраций в Филиппинском море, в южной части Андаманского моря, в некоторых участках Курильской гряды, где вулканогенная природа роговой обманки доказывается ассоциацией с бесцветным вулканическим стеклом, в том числе наличием «рубашек» из стекла на ее идиоморфных кристаллах.

Следует отметить локальное повышение концентрации амфиболов, в том

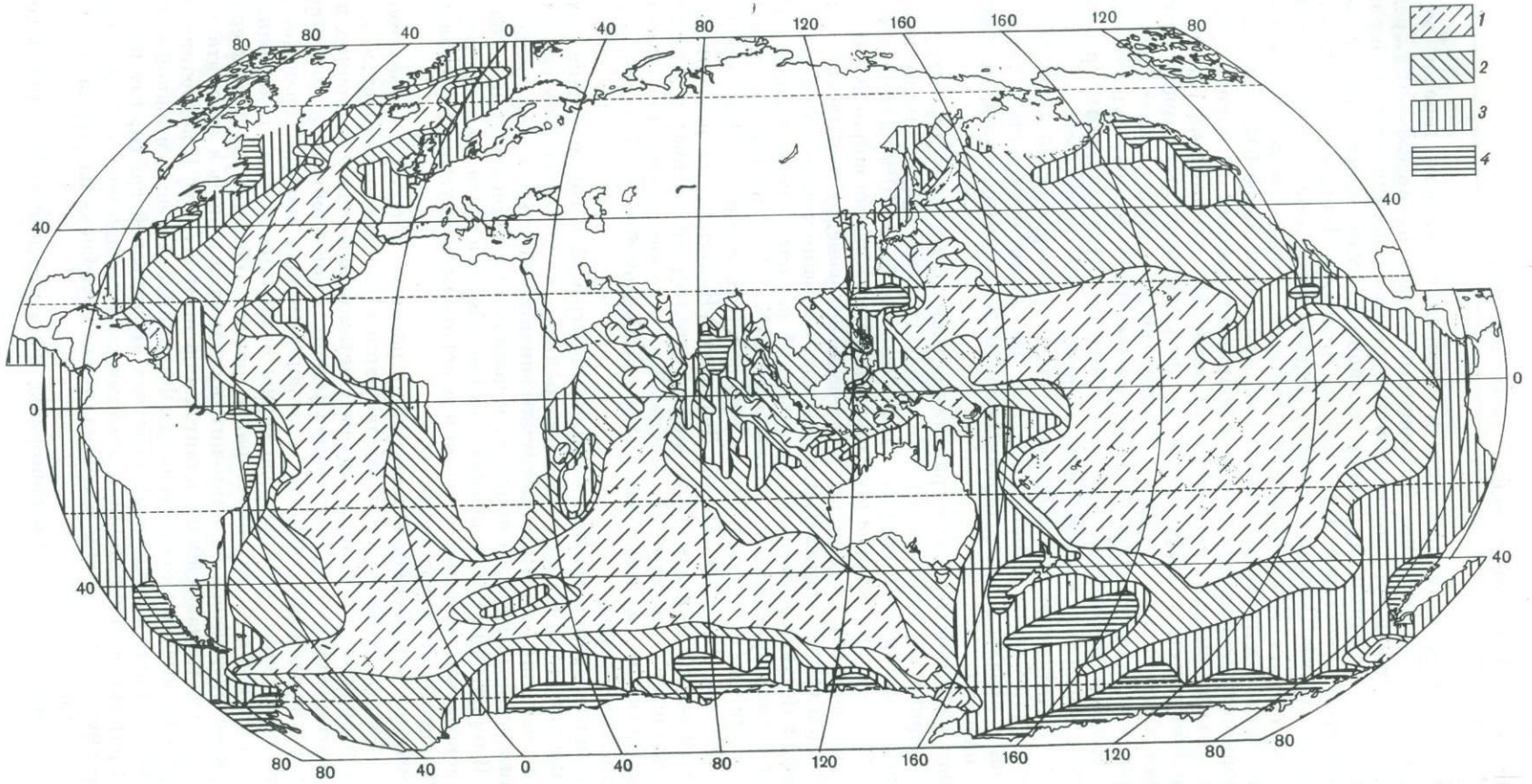


Рис. 9. Распространение роговых обманок в тяжелой фракции 0,1—0,05 мм (после пересчета на прозрачные аллотигенные минералы), в %
1 — < 10; *2* — от 10 до 25; *3* — от 25 до 50; *4* — > 50

числе обыкновенной роговой обманки, на некоторых участках рифтовых зон и зон разломов срединно-океанических хребтов, где они имеют эдафогенную природу и связаны с метаморфизованными основными и ультраосновными породами океанской земной коры (Мурдмаа, 1968а; Солдатов, Мурдмаа, 1970; Fox, Heezen, 1965; и др.).

Эпидот (точнее, минералы группы эпидота: цоизит, клиноцоизит, ортит, пьемонтит) распространен во многом сходно с роговой обманкой, что соответствует соотношению концентраций этих минералов в исходных породах, но величины его концентраций, как правило, ниже.

В Тихом океане (рис. 10) содержания выше 25% (до 50%) встречены на небольших площадях или в единичных точках в Охотском, Японском, Филиппинском морях, у побережий Новой Зеландии и Южной Америки. Области относительно повышенного содержания минералов этой группы (10—25%) наблюдаются в районах к северу от Новой Гвинеи, к востоку от Филиппинских островов, вокруг Новой Зеландии, вдоль побережья Америки и отражают особенности состава терригенного материала, выносимого главным образом с молодых складчатых поясов с их зеленокаменными и порфиритовыми формациями. Интересно наличие обогащенной эпидотом тяжелой фракции на некоторых участках Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятий, а также в южной части Восточной котловины, во впадине Бауэр, на поднятиях о-вов Общества. Здесь мы, вероятно, имеем дело с локальными источниками эпидота, в том числе эдафогенными. Частично эдафогенным является, по-видимому, эпидот и в желобе Тонга, где его содержание достигает 30—40%.

В Индийском океане сходство в распределении эпидота с роговой обманкой выражено менее четко. Максимумы концентраций (25—50%) отмечены у побережий Австралии и Африки, у Аравийского полуострова. Отдельные пятна осадков, обогащенных эпидотом, в северной части срединного хребта обусловлены, вероятно, эдафогенным комплексом.

В Атлантике минералы группы эпидота, как и роговые обманки, тяготеют к побережьям континентов, но области наиболее высоких их концентраций (25—50%, редко выше) обычно не совпадают с высокими концентрациями амфиболов. То же можно видеть и в Антарктике, где вдоль побережья континента ареалы повышенных концентраций эпидота (10—25%) чередуются, а не совпадают с максимальными концентрациями роговой обманки. В сумме же эти две группы минералов преобладают над пироксенами почти на всем протяжении прибрежных акваторий континентов.

Кроме рассмотренных четырех групп, в составе тяжелой фракции определенных районов имеют существенное, а иногда преобладающее значение еще оливин, гранаты, циркон, биотит, в меньшей мере другие цветные минералы магматических и метаморфических пород (хромшпинелиды, магнетит, сфен, апатит, кианит, ставролит, силлиманит, турмалин и др.).

Оливин — характерный минерал океанских базальтоидов. В осадках он встречается сравнительно редко и обычно в небольших количествах, главным образом из-за своей подверженности вторичным изменениям. Высокие концентрации оливина известны в прибрежных (пляжевых) и шельфовых осадках океанских базальтовых островов — Гавайских, Таити, Самоа, Исландии и др. На островных склонах по мере удаления от источников сноса содержание оливина обычно быстро убывает и сходит на нет уже у подножий. Резко обогащена свежим оливином оскольчатого габитуса тяжелая фракция некоторых вулканокластических осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов (Мурдмаа, 1968а; Мурдмаа и др., 1970). Входит оливин и в состав эдафогенных минералов гипербазитовых комплексов. В терригенном материале континентального происхождения оливин практически отсутствует.

Циркон — один из наиболее устойчивых к выветриванию теригенных минералов, встречается в качестве акцессорного в разнообразных магматиче-

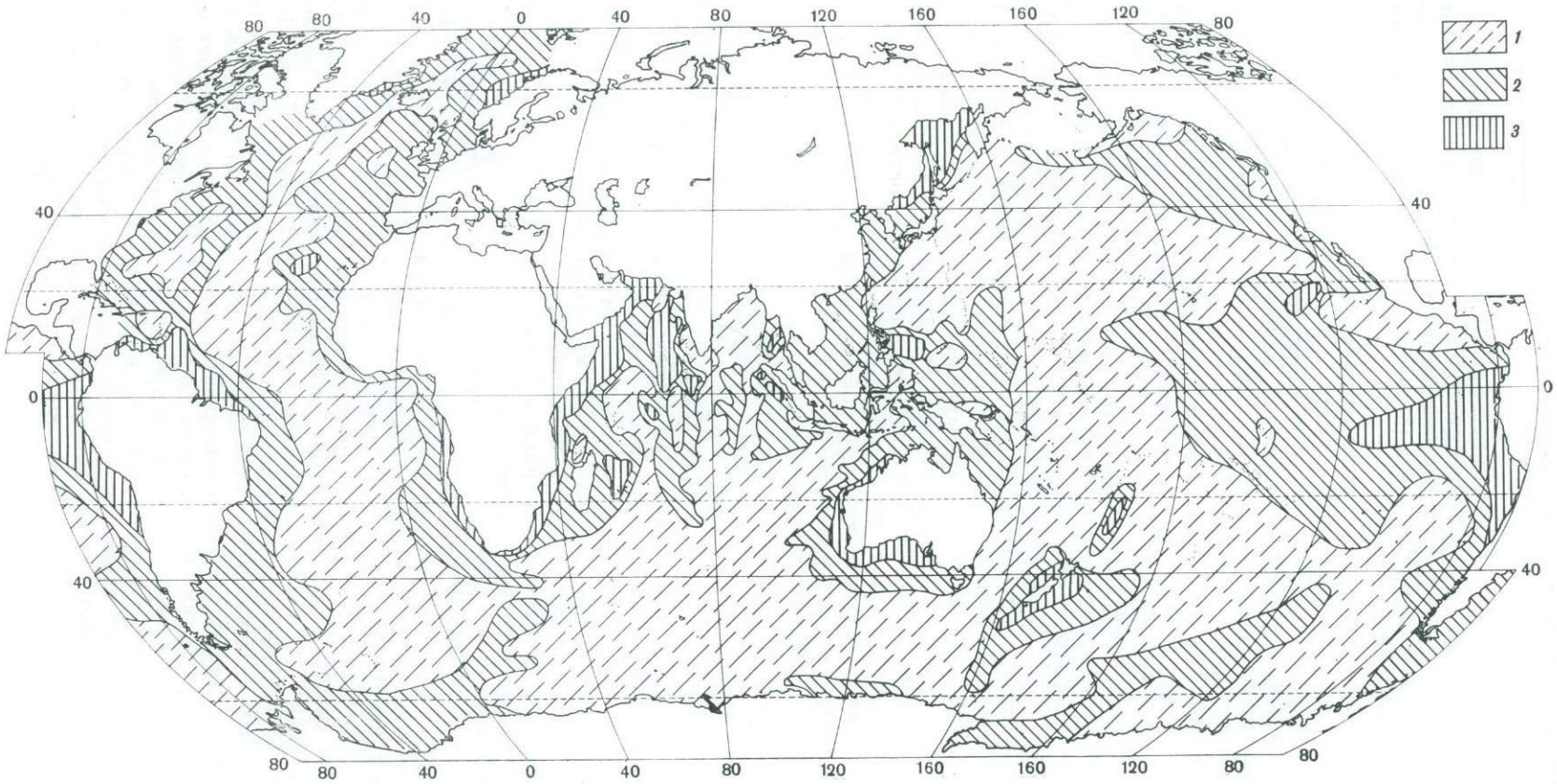


Рис. 10. Распространение минералов группы эпидота в тяжелой фракции 0,1—0,05 мм (после пересчета на прозрачные аллотигенные минералы), в %

1 — < 10; *2* — от 10 до 25; *3* — > 25

ских, метаморфических и осадочных породах континентов, при этом явно тяготея к кислому гранитоидному ряду пород. Благодаря своей высокой устойчивости, он концентрируется в остаточных продуктах денудации, особенно в условиях глубокого химического выветривания и механического перемыва (цирконовые россыпи). В океанских осадках циркон — довольно широко распространенный минерал, обладает высокой частотой встречаемости, но в большинстве районов содержание его в составе тяжелой фракции ограничивается единичными кристаллами. Повышенные концентрации (до 10—20% тяжелой фракции) отмечены в определенных приконтинентальных терригенно-минералогических провинциях: у побережий Тайваня и юго-восточной Австралии (Тихий океан . . ., 1970), в Малаккском проливе (наши данные), в Бенгальском заливе (Siddiquie, 1967), у побережий Сейшельских островов, восточной Африки, Аравийского полуострова, западного Индостана (Попов, Гершанович, 1978), Бразилии, в Гвинейском заливе (Шурко, 1966; Солдатов и др., 1975), в Мексиканском заливе и у побережья Флориды (Emery, Uchupi, 1972). Легко заметить, что почти все перечисленные провинции расположены в низких широтах, где в питающих провинциях господствуют (или господствовали в недалеком геологическом прошлом) условия тропического гумидного климата с развитыми корами выветривания. Всюду имеются обширные массивы гранитоидов или докембрийских метаморфических пород. Характерна ассоциация циркона с высоким содержанием кварца в легкой фракции.

Известен в океанах и вулканогенный циркон. В восточной глубоководной части Индийского океана описаны вулканокластические и туффитовые осадки кислого (липаритового) состава, в которых незначительная примесь тяжелых прозрачных минералов представлена в значительной мере или даже преимущественно (до 60%) цирконом; кристаллы его нередко покрыты «рубашками» из бесцветного стекла (Свальнов и др., 1976).

Гранаты в океанских осадках тесно связаны с продуктами размыва древних метаморфических комплексов и их осадочных дериватов, развитых на кристаллических щитах и древних платформах. Характерный пример локального обогащения тяжелой фракции айсберговых осадков гранатом (альмандином) описан у побережья Индоокеанского сектора Антарктиды (Мурдмаа, 1961; Атлас Антрактиды, 1966), где он ассоциирует с розовым ортоклазом в продуктах ледовой денудации докембрийских гранитогнейсов. Повышенное (хотя в целом и невысокое) содержание гранатов обнаружено в тяжелой фракции осадков Северной Атлантики, Норвежского моря и Арктического бассейна, примыкающих к Скандинавии, Гренландии, Канадскому архипелагу и восточному побережью Северной Америки, т. е. к платформам, докембрийским щитам и палеозойским складчатым поясам (Шурко, 1966; Солдатов и др., 1975; Emery, Uchupi, 1972; Naugler e. a., 1974). Гранат — один из типоморфных минералов нескольких приконтинентальных провинций Аравийского моря (Попов, Гершанович, 1978).

Гранаты ассоциируют в тяжелой фракции с другими минералами метаморфических пород (ставролитом, дистеном, силлиманитом и др.), с кварцем и (что, по-видимому, характерно) с калиевым полевым шпатом — в легкой. Намечается тенденция увеличения их содержания (как и содержания калишпатов) в климатических условиях со слабым химическим выветриванием — в полярных и аридных зонах, понижения — в экваториальной зоне, что можно объяснить относительно меньшей устойчивостью к выветриванию этой группы минералов по сравнению с цирконом и другими устойчивыми акцессорными минералами.

2.2 Легкая фракция 0,1—0,05 мм

Главные аллотигенные (терригенные, вулканогенные или эдафогенные) компоненты легкой фракции крупного алеврита (кварц, полевые шпаты, вулканические стекла и трудно определимые иммерсионным методом агрегатные зерна — обломки пород, измененные минералы) показывают в Мировом океане весьма широкие вариации содержания, зависящие от состава пород питающих провинций, от условий выветривания и путей переноса, от влияния вулканизма и процессов гальмиролиза. Картографическое изображение ареалов этих компонентов затруднено, кроме такой многофакторности, еще несопоставимостью методик изучения и представления количественных результатов разных исследователей, неоднозначностью диагностики и генетической интерпретации некоторых из минералов (например, палагонитов, хлоритов, глинисто-цеолитовых агрегатов, глауконитов и т. п.). Поэтому мы сочли возможным представить в данной работе карту распространения на дне Мирового океана только одного, уверенно диагностируемого компонента — бесцветного (также слабоокрашенного) кислого вулканического стекла (рис. 11), тогда как распространение кварца и полевых шпатов описывается по качественным показателям (а ниже дается описание этих минералов в осадке в целом).

Кварц — наиболее распространенный обломочный минерал осадочных пород на континентах, очень редок в андезитовой мегапровинции и полностью отсутствует среди минералов пород мегапровинции ложа океанов. Уже В. П. Петелиным (1961; Тихий океан. . ., 1970) было установлено, что в крупноалевритовой фракции осадков открытой части Тихого океана, а также в Охотском и Беринговом (Лисицын, 1966б) морях, содержится очень мало кварца — намного меньше, чем плагиоклаза. Низким содержанием алевритового кварца отличаются как его окраинные минералогические провинции андезитовой зоны, так и центрально-океанская провинция. Кварц-полевошпатовое отношение (в среднем по провинциям) не превышает 0,3.

Гораздо богаче кварцем алевритовая фракция осадков Атлантического океана, но и здесь выделяются приуроченные к осям срединных хребтов и к вулканическим островам поля с содержанием менее 50% в освобожденной от карбонатов легкой фракции (Шурко, 1966). Близкие к нулю величины характерны для вулканокластических базальтовых комплексов срединных хребтов.

Преобладающая часть площади по обе стороны от срединного хребта характеризуется высокими концентрациями кварца (обычно более 60%) в расчете на бескарбонатный материал. Намечается тенденция возрастания содержания кварца по отношению к полевым шпатам от высоких широт к экваториальной зоне, что можно связать с его большей устойчивостью к химическому выветриванию в гумидном тропическом климате (Лисицын, 1978).

Индийский океан занимает по содержанию кварца промежуточное положение между Тихим и Атлантическим. Здесь выделяются обширные пелагические области, пояс срединных хребтов и ареал разноса вулканокластического алеврита Зондской провинции — все отличающиеся низким содержанием кварца и величинами кварц-полевошпатового отношения меньше единицы. Терригенный кварц «разбавлен» в легкой фракции вулканическими стеклами, цеолитами, плагиоклазом. В терригенных провинциях Бенгальского залива содержание кварца хотя и повышается, но все же он уступает в этом отношении полевым шпатам. Высококварцевые крупноалевритовые фракции (более 50% от суммы прозрачных абиогенных минералов) обнаружены лишь у побережья северо-западной Австралии, в Андаманском и Аравийском морях.

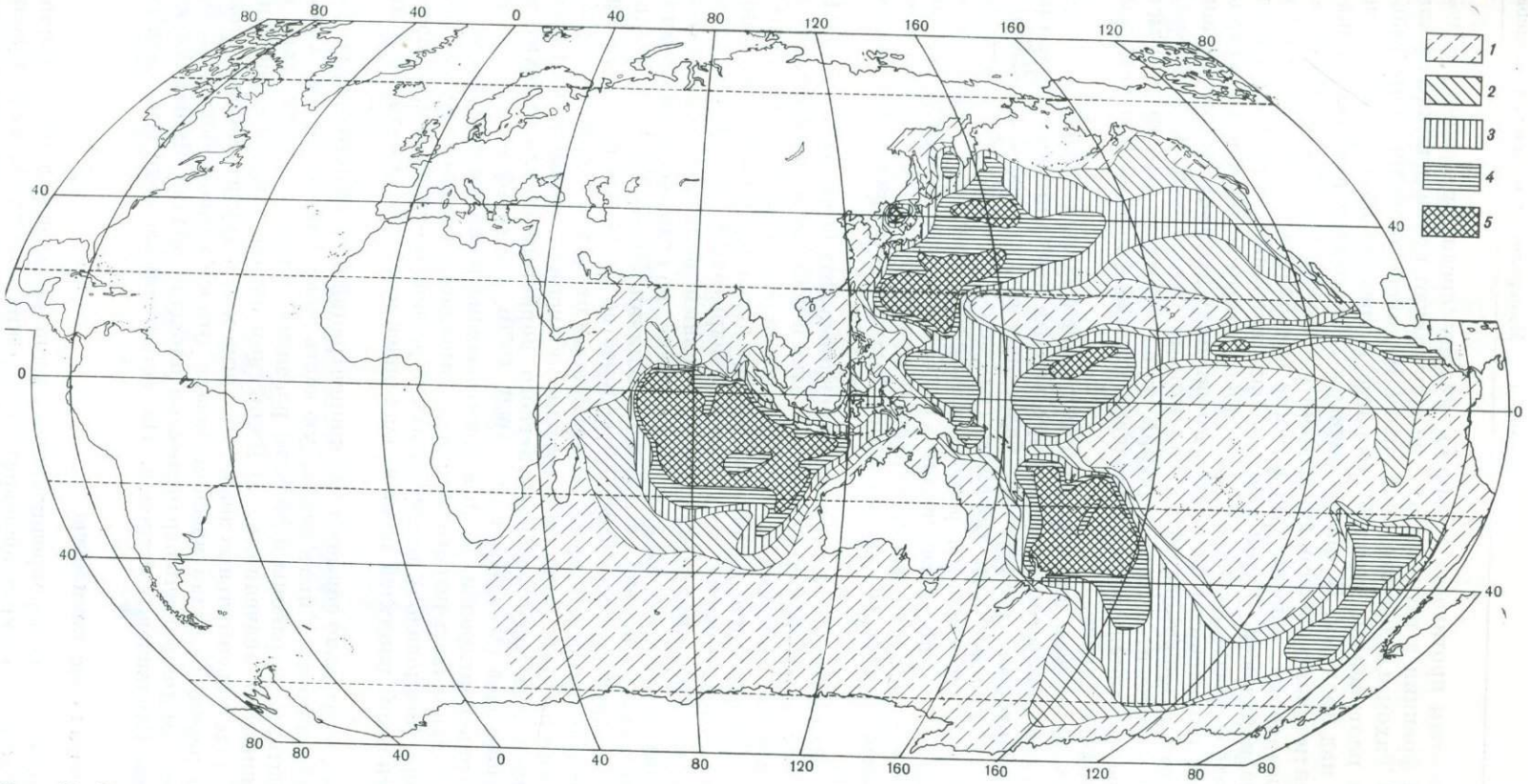


Рис. 11. Распространение бесцветного вулканического стекла в легкой фракции 0,1—0,05 мм (после пересчета на прозрачные абиогенные минералы, включая аутигенные цеолиты), в %

1 — < 10; *2* — от 10 до 25; *3* — от 25 до 50; *4* — от 50 до 75; *5* — > 75

Полевые шпаты противопоставляются кварцу среди прозрачных минералов легкой фракции в тех районах, где отсутствуют вулканические стекла и цеолиты. В Тихом и в значительной части Индийского океана — это главным образом плагиоклазы, причем основные и средние плагиоклазы явно преобладают над кислыми. В примыкающих к континентам районах Индийского и Атлантического океанов доля альбита-олигоклаза и калиевого полевого шпата возрастает, нередко они в сумме преобладают над основными и средними плагиоклазами. Такой относительно щелочной («кислый») состав полевых шпатов обычно ассоциирует с повышенным содержанием кварца и приурочен к терригенным питающим провинциям древних платформ, щитов, к областям с эродированными гранитными батолитами. Сохранность полевых шпатов зависит от выветривания пород водосбора (климата): быстрее всего выветриваются калиевые полевые шпаты, основные плагиоклазы, наиболее устойчив альбит.

Вулканические стекла представлены в легкой фракции двумя главными разновидностями: бесцветным прозрачным кислым (липаритовым, трахилипаритовым, дацитовым, трахитовым) более легким (уд. вес 2,25—2,60) и темно-бурым полупрозрачным тяжелым (уд. вес 2,50—2,99) базальтовым. Кроме того, реже встречаются разнообразные окрашенные стекла — зеленые, коричневые, светло-бурые, черные. В пелагических областях океанов, особенно Тихого, широко распространены красно-бурые палагонитизированные, в разной степени раскристаллизованные до монтмориллонита базальтовые стекла.

О разносе бесцветного стекла в океанах можно судить по схеме (см. рис. 11), где видно, что в западной части Тихого океана и восточной части Индийского вырисовываются обширные ареалы, где оно слагает почти полностью (более 75%) легкую фракцию, а учитывая крайне незначительный выход тяжелой фракции — практически весь крупноалевритовый материал осадков. Эти ареалы отчетливо причленяются к активным вулканам андезитового пояса и вытянуты вдоль господствующих течений, но отделены, как правило, от берегов поясами несколько пониженных величин (50—75%). В последних, кроме стекла, присутствуют в заметном количестве плагиоклазы, также преимущественно вулканогенные, но отличающиеся от стекла более ограниченными ареалами разноса. Отчасти это можно объяснить механическим фракционированием при переносе более легкого пористого стекла от более тяжелых плагиоклазов (Мурдмаа и др., 1969, 1970), а в какой-то мере сменой механизма транспортировки. Если в примыкающих к очагам районах основная масса вулканокластического материала выпадает в осадки из водной взвеси и атмосферы (пеплопадов), то сверхдальний разнос, по-видимому, осуществляется в основном плавучей пемзой, состоящей из стекла (Свальнов и др., 1976).

Ареалы относительно повышенных концентраций бесцветного стекла (25—50 и 50—70%) занимают преобладающую часть ложа Тихого океана. Только приконтинентальные районы и области развития эвпелагических глин отличаются низкими значениями. В Индийском океане такие концентрации окаймляют поле максимальных значений, тогда как в других районах стекло встречается редко. В Атлантическом океане относительно обогащены бесцветным стеклом лишь очень ограниченные площади вблизи Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов. На остальной площади его почти нет.

2.3. Минеральные комплексы

Несмотря на сложное перекрещивание в океане ареалов разноса различных по генезису минералов крупноалевритовой фракции, поступающих из разных источников и часто транспортируемых разными агентами, удается выделить

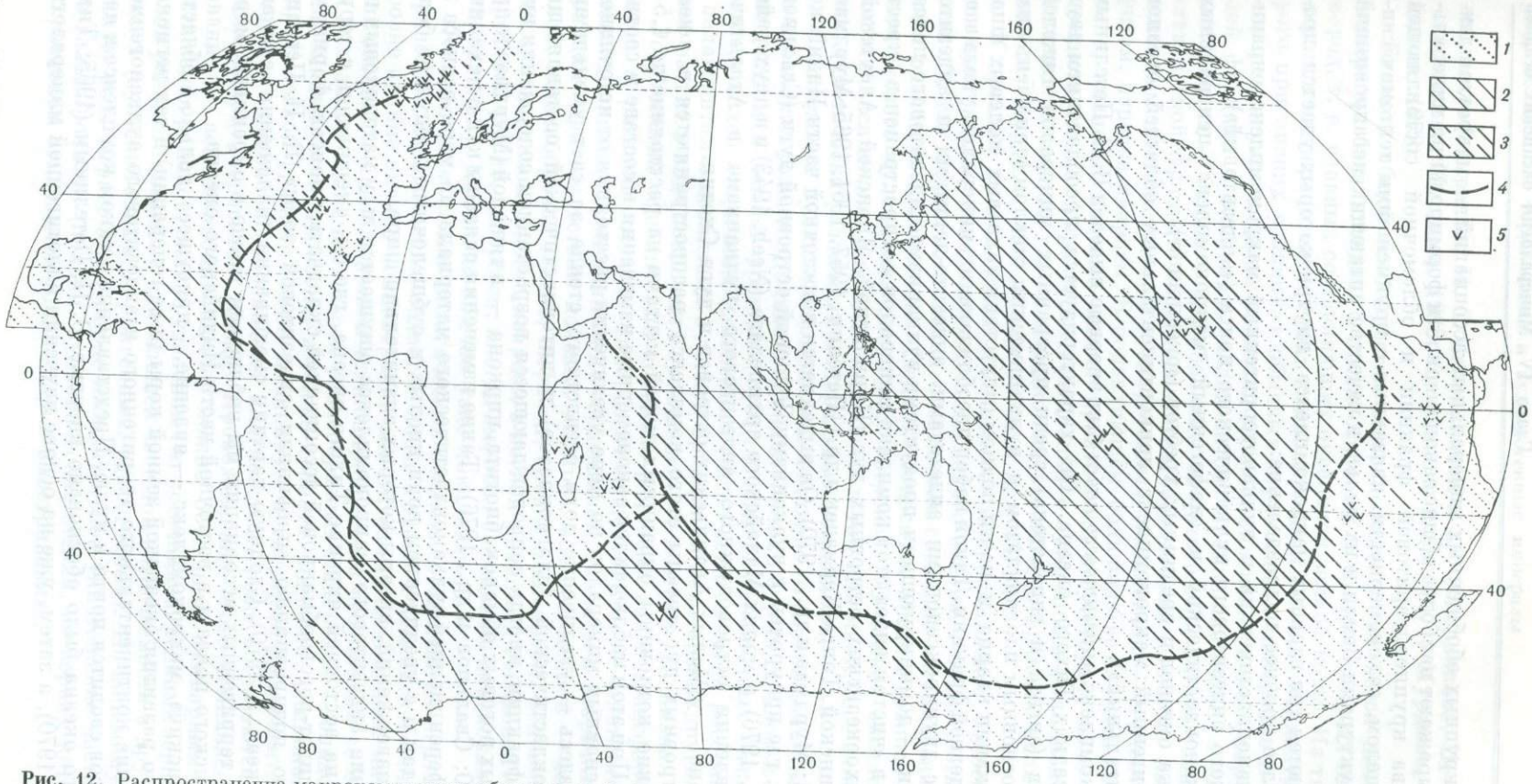


Рис. 12. Распространение макрокомплексов обломочных (терригенных и вулканогенных) минералов

Макрокомплексы: *1* — терригенный континентальный; *2* — андезитовой зоны; *3* — океанский пелагический; *4* — оси срединно-океанических хребтов; *5* — главные районы распространения продуктов островного базальтового вулканизма

несколько крупных обобщенных минеральных ассоциаций — макрокомплексов. Они выражают наиболее общие закономерности формирования минерального состава крупноалевритовой фракции и обломочной составляющей осадков в целом, закономерности, связанные с крупнейшими тектоническими мегаструктурами Земли и их ролью в качестве питающих мегапровинций (рис. 12).

Выделяются три главных макрокомплекса, внутри которых удается произвести более дробное подразделение:

1) вулканокластический и вулканотерригенный макрокомплекс окраинно-океанского андезитового вулканического пояса («андезитовый»);

2) вулканокластический и эдафогенный макрокомплекс центральных частей ложа океанов и срединных хребтов («океанский»);

3) терригенный макрокомплекс приконтинентальных областей океанов («континентальный»).

Макрокомплекс *андезитового пояса* был впервые выделен В. П. Петелиным (1965) в осадках Тихого океана. Он характеризуется преобладанием двух пироксенов (авгита и гиперстена) среди прозрачных минералов тяжелой фракции, основным плагиоклазом и вулканическим стеклом (при очень низком содержании кварца и почти полном отсутствии калиевых полевых шпатов) — в легкой фракции. Такой набор преобладающих минералов указывает на связь с двупироксеновыми андезитами, андезито-дацитами и андезито-базальтами — доминирующими продуктами вулканизма андезитового пояса.

Почти в «чистом виде» этот комплекс минералов распространен в окрестностях тихоокеанских островных дуг (Курильской, Японской, Алеутской, Идзу-Бонинской, Тонга-Кермадек и др.) (Петелин, 1957, 1961, 1965; Мурдмаа, 1961, 1971; Мурдмаа и др., 1970). Он выделяется в восточной части Индийского океана, где приурочен к вулканизму Зондской островной дуги (Свальнов, Рудакова, 1976), в морях Малайского архипелага (Neeb, 1943) и в двух районах проявления островодужного андезитового вулканизма в Атлантическом океане — у Малых Антильских островов и дуги Скотия.

От островных дуг ареалы этого комплекса распространяются в океан и в глубокие котловины окраинных морей местами на расстояние до 1,5—2 тыс. км. При этом наблюдаются закономерные изменения в составе и соотношениях основных минералов по мере увеличения расстояния от источников. Главное здесь — увеличение доли бесцветного стекла за счет уменьшения кристаллокластической (плагиоклазов) и литокластической составляющих в легкой фракции, иногда сопровождающееся возрастанием содержания вулканогенных роговых обманок, биотита, циркона — в тяжелой (Мурдмаа и др., 1969, 1970; Свальнов и др., 1976). Такие изменения связаны как с механической дифференциацией вулканокластического материала по мере разноса по воздуху, так и с увеличением роли кислых и субщелочных продуктов более сильных извержений, ареалы которых значительно шире.

Влияние андезитового макрокомплекса ощущается и у материковых побережий на восточной окраине Тихого океана, где он, смешиваясь с терригенной эпидот-роговообманковой ассоциацией складчатых поясов, формирует восточную подпровинцию «провинции андезитовой зоны» В. П. Петелина (Тихий океан..., 1970). Сходную картину смешивания (наложения) вулканогенных и терригенных ассоциаций мы наблюдаем также в окраинных морях тихоокеанского пояса и в восточной части Индийского океана.

«Океанский» макрокомплекс — явление, присущее только областям сплошного развития океанской земной коры (и ее генерации) в тех регионах, где влияние континентального терригенного и андезитового вулканогенного комплексов сводится почти к нулю. Представление о таком комплексе в центре Тихого океана было обосновано впервые В. П. Петелиным (1965; Тихий океан..., 1970), а затем, уже на основе изучения аллотигенной минералогии,

оно разрабатывалось Н. С. Скорняковой и др. (Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа, 1968а; Лисицын, 1978).

Главной общей особенностью макрокомплекса является доминирование минералов базальтоидов, а также основных и ультраосновных интрузивных пород, т. е. главных составляющих океанской земной коры. Из тяжелых минералов на первом месте стоит клинопироксен, высокие концентрации которого при низких величинах обычных терригенных минералов и гиперстена характеризуют площади развития макрокомплекса. Он ассоциирует в тяжелой фракции с оливином, палагонитом, хромшпинелидом, в эдафогенных комплексах — также с амфиболами, энстатитом-бронзитом, эпидотом. Состав легкой фракции характеризуется базальтовым стеклом, палагонитом, основным плагиоклазом, а в эдафогенных комплексах — серпентином, хлоритом, изредка кварцем. В подавляющем большинстве случаев кварца очень мало, калиевые полевые шпаты практически отсутствуют, мало также бесцветного стекла. Характерна ассоциация с аутигенным филлипситом в эвпелагических глинах, где он нередко слагает легкую фракцию целиком (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Скорнякова и др., 1971).

К ареалам преобладания «океанского» макрокомплекса относятся почти вся центральная пелагическая часть Тихого океана, южная часть пелагической области Индийского океана, осевые зоны срединно-океанических хребтов, зоны разломов ложа океана. Сюда же относятся ареалы разноса продуктов базальтового вулканизма океанских островов. В рамках океанского макрокомплекса можно выделить несколько в той или иной мере самостоятельных, генетически различных минеральных комплексов.

Базальтовый вулканокластический комплекс, с разновидностями срединно-океанских толеитов (оливин, клинопироксен с бурым стеклом и лабрадор-битовнитом в легкой фракции), субщелочных глубоководных базальтоидов, подвергшихся вторичным изменениям (титан-авгит, иногда роговая обманка с палагонитом и цеолитами в легкой фракции) и некоторыми другими. Комплекс развит в виде локальных ареалов вокруг очагов вулканизма.

Эдафогенный офиолитовый комплекс рифтовых зон и трансформных разломов с разновидностями: гипербазит-серпентинитовой (энстатит-бронзит, диопсид, оливин, хромшпинелид с серпентином, тальком и хлоритом в легкой фракции при отсутствии полевых шпатов); зеленокаменной — метабазальтовой, метагаббровой (авгит, амфибол, эпидот с хлоритом, основным и кислым плагиоклазом, иногда кварцем в легкой фракции); габбровой — габбро-норитовой (авгит, гиперстен, иногда амфибол с основным плагиоклазом в легкой фракции). Комплекс обычно узко локализован.

Полигенный комплекс пелагических осадков, развитый на огромных пространствах пелагических областей ложа Тихого и Индийского океанов на уровне крайне низких концентраций аллотигенных обломочных минералов и отличающийся преобладанием клинопироксенов в ассоциации со случайными находками единичных зерен разнообразных минералов — эпидота, роговой обманки, ортопироксена, а также граната, циркона, оливина, биотита и др. В легкой фракции обычно доминирует аутигенный филлипсит. Из аллотигенных минералов преобладают плагиоклазы, реже встречаются кварц, а также хлорит, серпентин, слюды. Происхождение этого комплекса, доминирование в нем клинопироксенов можно объяснить суммарным эффектом достижения районов, сильно удаленных от источников, редкими зернами минералов разного генезиса с наибольшей частотой встречаемости в других комплексах (вулканогенных, терригенных, эдафогенных). По-видимому, определенную роль играет здесь также избирательное уничтожение части минералов гальмиролизом (оливин, вулканические стекла, на зернах которых под микроскопом отмечаются тонкие корки выветривания).

«*Континентальный*» терригенный макрокомплекс охватывает все разнообразие терригенных (невулканических) минералогических провинций океанов. Столь широкое объединение возможно потому, что доминирующими минералами почти всех терригенных комплексов достаточно крупных регионов оказались минералы групп роговой обманки и эпидота с подчиненным, но часто существенным количеством пироксенов (а среди легких минералов — кварца, калиевых полевых шпатов, калиевых слюд). Как указывалось выше, только в ограниченных по площади прибрежных районах океанов или окраинных морей появляются высокие концентрации других терригенных минералов — граната, циркона, реже ставролита, дистена, силлиманита. Еще реже отмечается преобладание этих минералов над амфиболами с эпидотом. Доминирующие минералы макрокомплекса отражают, по-видимому, суммарную частоту встречаемости «тяжелых» минералов в подвергающихся размыву породах континентальной земной коры как платформенных, так и геосинклинальных областей. Впечатление о большей роли меланократовых пород — главных носителей амфиболов, минералов группы эпидота и пироксенов — в поставке обломочного терригенного материала создается потому, что лейкократовые породы (гранитоиды, гнейсы, кварцевые песчаники) содержат очень мало «тяжелых» минералов. Их акцессорные минералы не могут конкурировать с обильной поставкой тяжелой фракции даже из количественно подчиненных меланократовых пород — базальтов, основных интрузивов, амфиболитов, зеленых сланцев и т. п. К тому же и в составе гранитоидов (а особенно гнейсов и кристаллических сланцев) амфиболы, пироксены и эпидот — широко распространенные минералы.

Континентальный макрокомплекс, сохраняя преобладание названных групп тяжелых минералов, довольно отчетливо делится на два главных комплекса: а) пироксен-эпидот-роговообманковый с преобладанием плагиоглаза над кварцем в легкой фракции; б) эпидот-роговообманковый со значительным содержанием циркона, граната, рутила, ставролита, биотита или других минералов гранитно-метаморфических пород с преобладанием кварца, а часто с повышенным содержанием калиевых полевых шпатов и кислого плагиоклаза в легкой фракции.

Первый из двух комплексов развит на восточной и южной периферии ложа Тихого океана и в окраинных геосинклинальных морях (Беринговом, Охотском, Японском, Филиппинском, индонезийских) и отчетливо связан с поставкой терригенного материала из молодых (кайнозойских и мезозойских) складчатых поясов тихоокеанского пояса с их зеленокаменными, зеленосланцевыми, порфиритовыми и граувакковыми толщами. Гранитно-метаморфические и платформенные осадочные формации не играют существенной роли в питающих провинциях Тихого океана, кроме района Австралии и отчасти Юго-Восточной Азии (Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря). Влияние данного комплекса ощущается также в Бенгальском заливе, северных частях Андаманского и Аравийского морей, куда реки Южной Азии выносят продукты денудации пород Альпийско-Гималайского пояса.

Ко второму комплексу относятся минеральные ассоциации почти всех терригенно-минералогических провинций Атлантического океана (Гипп, 1964; Шурко, 1966; Солдатов и др., 1975), Индоокеанского и Атлантического секторов Антарктики (Атлас Антарктики, 1966), большинства провинций, выделенных вдоль азиатского, австралийского и африканского побережий Индийского океана (Свальнов, Рудакова, 1976; Попов, Гершанович, 1978). Это в первую очередь материал, сносимый с платформенных областей, кристаллических щитов и древних, глубоко эродированных складчатых поясов, т. е. блоков консолидированной континентальной земной коры с мощным гранитно-метаморфическим слоем.

Итак, описываемый эпидот-роговообманково-кварцевый комплекс с ши-

роким набором акцессорных минералов формируется в океане главным образом за счет размыва гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев и осадочных пород, содержащих продукты их выветривания. Процессы химического выветривания (как современные, так и древние) модифицируют первичные соотношения минералов, приводя к избирательной концентрации наиболее стойких — кварца и группы устойчивых тяжелых минералов за счет уменьшения доли менее стойких полевых шпатов, слюд, мало- и среднеустойчивых тяжелых минералов. Отсюда следует влияние климатической зональности выветривания на состав терригенного крупного алеврита, проявляющееся в конкретных терригенно-минералогических провинциях океанов на фоне различий в составе пород питающих провинций. Так, например, прибрежные провинции ледовой зоны Восточной Антарктики, образующиеся за счет ледовой денудации кристаллических пород докембрийского щита, отличаются гораздо более высоким содержанием калиевых полевых шпатов, слюд, граната, более низким — кварца от провинций Гвинейского залива или побережий Бразилии, также питающихся продуктами размыва докембрийских щитов. Подобных примеров можно привести много, хотя попытки статистического обоснования влияния климатической зональности на терригенные минералы не дали пока четких результатов, очевидно, из-за включения в них (без выбора) данных из районов, слишком разнородных по составу пород питающих провинций.

Три описанных макрокомплекса отражают поставку в сферу океанского седиментогенеза первично эндогенных обломочных минералов трех главных типов земной коры — континентальной, океанской и переходной между ними. Из них только континентальный макрокомплекс полностью терригенный, формируется за счет субаэральной денудации суши с континентальной земной корой без сколько-нибудь заметного влияния синхронного седиментации эндогенного минералообразования. Макрокомплекс распространен на погруженных под уровень океана краях континентов (на шельфах и континентальных склонах) и на периферии ложа океана.

Макрокомплекс андезитовой зоны преимущественно вулканогенный (эксплозионный) и вулканотерригенный, с подчиненным участием терригенных и эдафогенных продуктов денудации молодых интрузивных и вулканогенно-осадочных пород. Он обязан своим происхождением глубинным тектоно-магматическим процессам современных геосинклинальных систем на границе океанских и континентальных сегментов Земли. Роль экзогенных факторов в его формировании сводится главным образом к распространению вулканического аэрозоля по локальному тропосферному и стратосферному типу, в меньшей мере — к механической денудации и транспортировке. Эндогенное минералообразование в геологическом масштабе синхронно седиментогенезу или отстает от него незначительно (первые миллионы, реже десятки миллионов лет). Из зон своего образования комплекс распространяется на окраины соседних континентальных (шельфы, континентальные склоны) и океанских (периферия ложа) областей.

Океанский макрокомплекс целиком связан с океанской земной корой, являясь в этом смысле автохтонным (что не исключает транспортировки минералов в пределах океана на сравнительно небольшие расстояния). В составе макрокомплекса участвуют продукты подводного (твердые, жидкие, газообразные) и островного вулканизма, синхронные осадкообразованию или отстающие от него, и продукты подводного разрушения глубинных пород океанской коры (эдафогенный материал). Подготовка обломочного материала осуществляется главным образом эндогенными агентами — вулканизмом и тектоническим дроблением. Роль экзогенных факторов сводится к избирательному гальмиролизу первичных эндогенных минералов и к незначительному их перемещению придонными течениями или суспензионными потоками.

В минералогии крупноалевритовой фракции находят отражение коренные различия между Тихим океаном, с одной стороны, Индийским и Атлантическим — с другой, которые можно считать одним из проявлений известной геологической диссимметрии Земли. Аллотигенная крупноалевритовая фракция тихоокеанских осадков в целом значительно более «мафична», в ее составе абсолютно доминируют минералы основных пород, а роль сиалических компонентов, особенно кварца, подавлена. Огромные площади заняты вулканогенными и эдафогенными макрокомплексами андезитовой зоны и океанским, гораздо меньшие — терригенным, причем последний представлен почти целиком пироксен-эпидот-роговообманково-плагиоклазовым комплексом молодых складчатых систем. В других океанах алеврит по составу более «сиаличен», гораздо большую роль играют терригенные комплексы, а среди них — «платформенный» эпидот-роговообманково-кварцевый с калиевым полевым шпатом и акцессорными минералами гранитоидов.

§ 3. КВАРЦ И ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ В ОСАДКАХ

Применение разработанных к настоящему времени методик рентгеновского (дифрактометрического) анализа позволило впервые произвести количественное измерение абсолютного содержания не в отдельных фракциях, а в осадках в целом двух важнейших, наиболее распространенных обломочных минералов — кварца и полевых шпатов. Наряду с кислым вулканическим стеклом, проблема количественного определения содержания которого до сих пор надежно не разрешена, эти два минерала слагают преобладающую часть обломочного материала океанских осадков.

Содержание кварца определялось нами по методу внутреннего стандарта (Горбунова, 1969). Цифры по полевым шпатам получены путем пересчета абсолютной интенсивности суммарного отражения полевых шпатов (при 28°2θ) с учетом содержания кварца и соответствующего коэффициента (Rex, Murray, 1969).

Для исследования нами использованы результаты определения кварца в осадках с более чем 600 станций и суммы полевых шпатов — с более 500 станций, взятых в Тихом и Индийском океанах на исследовательских судах «Витязь», «Обь», «Дмитрий Менделеев», «Академик Курчатов» и частично американской экспедицией «Даунвинд». Кроме того, анализировались пробы аэрозолей, собранных в океанах в тех же районах, и пробы водной взвеси с поверхности океана. Определения проводились на отечественном дифрактометре УРС-50ИМ в Отделе физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР. Анализы кварца в осадках Атлантического океана выполнены в Лаборатории геологии Атлантики под руководством Е. М. Емельянова. Учитывались также результаты определения кварца по сходной методике Рексом и Гольдбергом (Rex, Goldberg, 1958), Гольдбергом и Гриффином (Goldberg, Griffin, 1970).

Параллельно по тем же дифрактограммам определялось содержание в пробах карбонатных минералов (кальцита, арагонита, доломита). Данные по кварцу и полевым шпатам пересчитывались на бескарбонатное вещество, что позволило исключить «разбавляющее» влияние биогенного карбонатного материала.

3.1. Кварц

Рентгеновские исследования Рекса и Гольдберга (Rex, Goldberg, 1958) выявили неожиданно высокое (до 20—24%) содержание кварца в пелагических глинах северной части Тихого океана, а также признаки широтной зональности в его распределении и явление «разбавления» кварца биогенным и вулкано-

генным материалом. Ими было показано, что пояс высоких концентраций кварца (ось по 30° с. ш.) совпадает по широте с зоной геострофических ветров и с аридными зонами континентов. Распределение кварца в гранулометрическом спектре осадков (с максимумом в области 1—5 мкм) хорошо согласовалось с преобладающей размерностью частиц эоловой пыли.

Выдвигался и ряд других доказательств в пользу эолового происхождения кварца пелагических осадков океанов (Arrhenius, 1963; Лисицын, 1978). Эоловым разносом можно объяснить также повышенные концентрации кварца в северных районах Индийского океана (Goldberg, Griffin, 1970), включая глубоководные части Аравийского моря. Наши более обширные данные о распределении кварца (рис. 13) согласуются с результатами указанных авторов, значительно уточняя и расширяя их.

В Тихом океане отчетливо выделяется его северная пелагическая часть (к северу от 10° с. ш.), где концентрация кварца всюду превышает 10%, а на обширных полях между 55 и 30° с. ш. находится в пределах 20—27%, что близко к его содержанию в атмосферном аэрозоле (20—30%).

Максимальные концентрации тяготеют к 30° с. ш., где проходит ось струйных течений северной тропической зоны, а также область опускания (конвергенции) высотных воздушных масс, трассы пассатов. Здесь распространены эвпелагические глины (Скорнякова, Мурдмаа, 1968), отличающиеся особой тонкозернистостью (обычно более 90% пелитовой фракции, при содержании фракции менее 0,001 мм 30—50%) и низкими скоростями осадконакопления— менее 1 мм/1000 лет (Лисицын, 1974б). Оси максимальных содержаний кварца в аэрозоле и пелагических осадках совпадают (Живаго, Серова, 1976).

Пелагические области высоких значений кварца укладываются в пределы выделенной А. П. Лисицыным (1974б) северной аридной зоны Тихого океана. Минеральный состав аэрозоля, поступающего из Центральной Азии, при изучении в иммерсии оказался следующим (в %): кварц — 28,5; полевые шпаты — 29,5 (ортоклаз — 9,5; альбит — 17,8; анортит — 2,2); гиперстен — 8,7; тремолит — 5,3; корунд — 7,1; апатит — 10,6; кальцит — 7,5; гематит — 4,2 (Miyake e. a., 1955).

Содержание кварца в пелагических осадках понижается закономерно к северу и югу от пояса высоких концентраций, а также в направлении к побережьям с одновременным погрублением пелитовых осадков. Выделяются относительно бедные кварцем районы вдоль Калифорнийского побережья, у Алеутских островов и в северо-западной периферии ложа океана, где сказывается разбавление бескварцевой андезитовой пирокластикой и продуктами размыва вулканитов. Обеднены кварцем как диатомово-радиоляриевые илы, так и пелагические глины экваториального гумидного пояса, отличающиеся повышенными скоростями осадконакопления (Лисицын, 1974б). Содержание кварца в аэрозоле здесь также снижается (Живаго, Серова, 1976).

Вся южная часть пелагической области Тихого океана отличается более низким содержанием кварца во всех типах осадков по сравнению с северной, что совпадает с распределением питающих провинций (пустынь и степей) в северном и южном полушариях. Только к востоку от Австралии и Новой Зеландии, на дне Южной котловины, в развитых здесь пелагических глинах (относящихся к переходному — миопелагическому типу) содержание кварца повышается до 12—14%. Этот ареал повышенных концентраций прослеживается через южную часть Тасманова моря до Австралии — вероятного источника богатого кварцем терригенного материала. Контуры южного пояса кварца совпадают с концентрацией аэрозоля, осью струйных течений южного полушария, а также с направлениями господствующих ветров в приводном слое (от Австралийского максимума давления).

Исключительно низко (обычно 0—2%, реже 7—8%) содержание кварца в эвпелагических и цеолитовых глинах Южной и Центральной котловин,

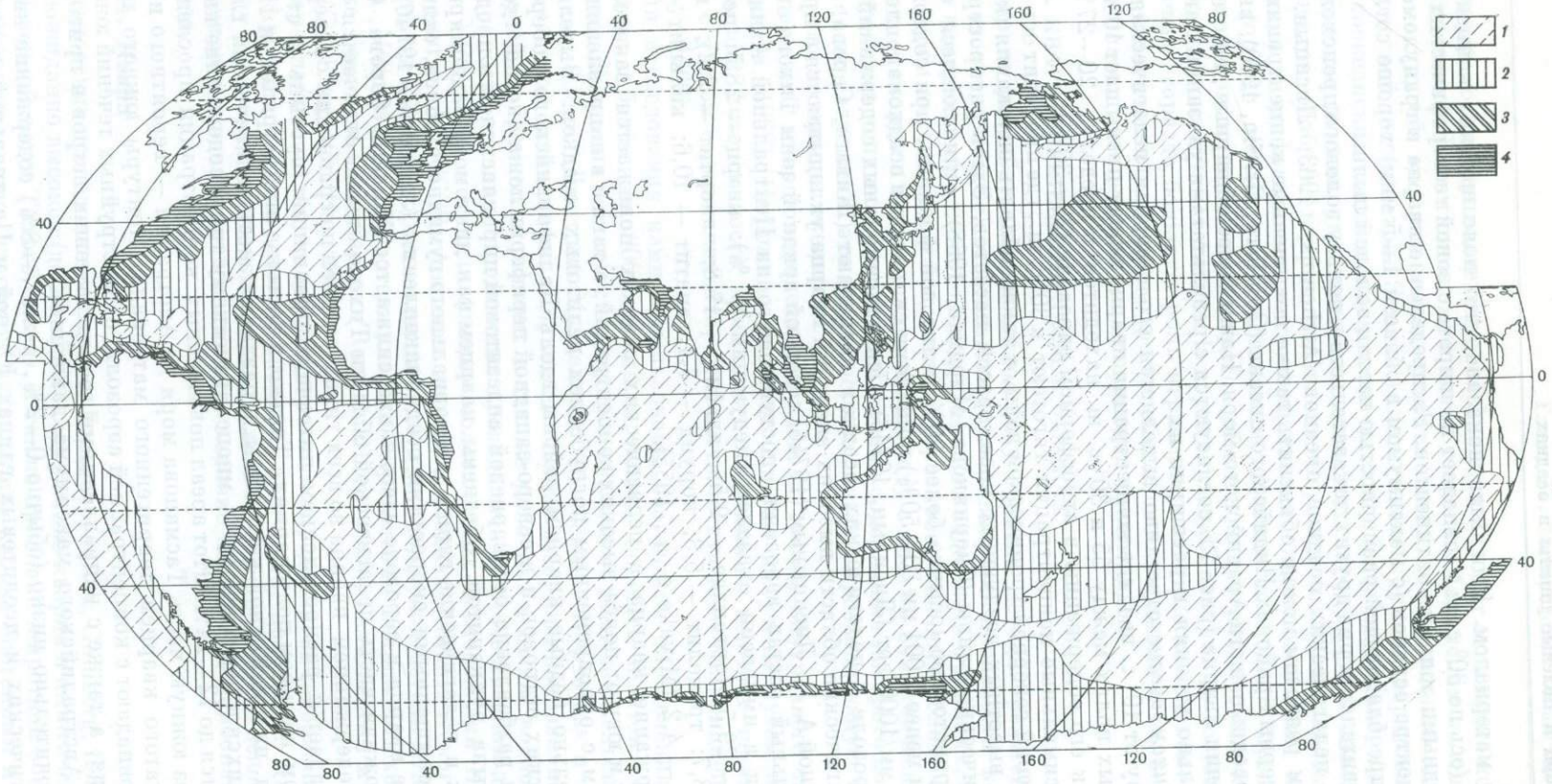


Рис. 13. Распространение кварца в поверхностном слое осадков (по дифрактометрическим данным, в пересчете на бескарбонатное вещество), в %

1 — от 0 до 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — > 30

На периферии океана содержание кварца более пестрое. Оно контролируется составом пород питающих провинций, глубиной их химического выветривания, путями разноса и отложения терригенного материала, а также процессами разбавления бескварцевым (в основном вулканогенным) материалом.

Выделяются районы резкого обогащения, связанного с обилием кварцсодержащих пород на суше (у побережья Чукотки, на шельфе Берингова моря, между Борнео и Малаккским полуостровом, у северо-западной оконечности Новой Гвинеи), и очень бедные (район Курильских и Алеутских островов, Камчатки, о-вов Тонга), где с суши поступает почти исключительно бескварцевый первично-вулканогенный материал андезитового пояса. На южной окраине океана, а также в котловинах Охотского и Берингова морей сказывается разбавляющее влияние на концентрацию кварца биогенного (диатомового) опала.

В Индийском океане также различимы два основных типа распределения кварца — периферический, непосредственно связанный с поступлением его из источников на континентах, и зональный, пелагический. Последний, однако, выражен гораздо менее отчетливо, чем в Тихом океане, прежде всего потому, что в северной части океана господствует муссонный режим и вынос материала в океан в тропосфере идет только часть года; в южной части океана, по существу, имеется только одна питающая провинция — Австралия.

Вырисовывается экваториальный минимум кварца, особенно отчетливо выраженный на востоке, где распространены наиболее богатые биогенным кремнеземом диатомово-радиоляриевые илы и куда со стороны Зондских островов заносится значительное количество бедного кварцем пирокластического материала. По обе стороны этого пояса, т. е. в аридных зонах, осадки открытого океана заметно обогащены кварцем. На запад от Австралии (в пределах южной аридной зоны) протягивается обширная область пелагических глин и карбонатных осадков, где кварца в бескарбонатном веществе 12—16%, а на двух станциях в районе Восточно-Индийского хребта даже 23—24% (здесь не исключено влияние эдафогенного материала). Эта область характеризуется низкими скоростями пелагического осадконакопления (Лисицын, 1974б). Контуры пояса совпадают с тропосферными ветрами по периферии Австралийского максимума. Перенос материала идет здесь в нижнем слое атмосферы (против движения струйных ветров), чем обусловлены ограниченные размеры ареала (в отличие от района к востоку от Австралии, где главную роль играют струйные течения и ареал поэтому много больше).

Севернее экваториального пояса пониженных содержаний кварца наблюдается резкое его повышение в осадках Аравийского моря, в том числе в южной пелагической части, а также к югу от Бенгальского залива. В этих северных районах сложно сочетаются закономерности пелагического типа распределения кварца с периферическими ареалами рассеяния и очагового выноса крупными реками.

В Аравийском море бескарбонатный материал осадков резко обогащен кварцем в северной и западной частях (20—38%, на отдельных станциях до 70—90%), тогда как в юго-восточном, примыкающем к Индостану районе преобладают умеренные величины (11—21%). Такое распределение можно объяснить эоловым выносом богатого кварцем терригенного материала из пустынь Аравийского полуострова и Пакистана, а также с твердым стоком Инда. В аэрозоле северной части Индийского океана обычно 20—30% кварца. Контуры ареала обогащения эоловым кварцем здесь совпадают с распределением в осадках глинистых минералов (Goldberg, Griffin, 1970), среди которых иллит и хлорит характерны для эолового материала; обогащение монтмориллонитом в восточной части связывается с продуктами выветривания траппов. Другими весьма характерными минералами эолового парагенеза в аэрозоле

и осадках Аравийского моря являются *палыгорскит* (Горбунова, 1966; Goldberg, Griffin, 1970) и *доломит* (содержание его достигает по нашим подсчетам 2—9%), отсутствующий в карбонатных осадках других районов Индийского океана.

В Бенгальском заливе и Андаманском море кварцем осадки по периферии (близ северных и восточных побережий) обогащены явно за счет выносов Ганга и Иравади, а также продуктов выветривания гранитоидов Малаккского полуострова, выносимых мелкими реками. Побережье Индостана, в особенности область траппов, поставляет, очевидно, в основном более бедный кварцем терригенный материал. В центре Бенгальского залива в накапливающихся с большой скоростью глинистых и мергелистых осадках содержание кварца, как и в Аравийском море, пониженное (6—10%).

У побережья Антарктиды вырисовывается отчетливая картина убывания кварца по мере удаления от суши в сторону открытого океана за счет уменьшения вклада ледового (айсбергового) терригенного материала и возрастания вклада осадков южной умеренной зоны — биогенного кремнезема (диатомовых). Выделяется несколько очагов поступления айсбергового материала с очень высоким содержанием кварца (30—50% или даже более).

Узкая полоса относительно обогащенных кварцем осадков у африканского побережья (см. рис. 13) выделена по немногочисленным станциям во многом предположительно.

Распределение кварца по периферии *Атлантического океана* подчинено климатической зональности. Этот минерал, как наиболее стойкий в условиях химического выветривания, в повышенных количествах содержится в гумидных зонах, в пониженных (вследствие разбавления другими минералами, в том числе нестойкими) — в аридных и ледовых. Особенно четко эта закономерность проявляется на шельфе Западной Африки (Сенин и др., 1977), менее четко — в глубоких частях океана (Шурко, 1968). И здесь, как близ Западной Австралии, перенос кварца идет с востока на запад, в направлении пассатных ветров, определяемых Северо-Атлантическим максимумом. Движение здесь идет против струйных ветров, которые могут нести пылевой материал из прерий Северной Америки. Содержание кварца в аэрозоле из Сахары 18—20%. На карте (см. рис. 13) также видно, что в глубоководной аридной зоне содержания кварца повышены. Это связано исключительно с поступлением в эту область эолового кварца из пустыни Сахары. В южной аридной зоне поступление кварца из сравнительно небольших пустынь прослеживается менее четко.

Следует отметить, что исходное содержание кварца в алевритово-песчаных фракциях аэрозоля Сахары, собранного близ м. Зеленый над океаном, в 700 км от Канарских островов (Game, 1964), составляет около 20%. Результаты оптического анализа следующие (в %): агрегаты частиц —32; кальцит — 20; кварц — 18; полевой шпат — 4; гематит — 3,5; амфиболы — 2; биотит — 2; циркон —1; трудноопределимые частицы — 17. В этой пробе, как и в аэрозоле из Аравийского моря, важной составной частью является кальцит, его поставка по воздуху в аридные зоны обычно не учитывается. Высокое содержание кальцита в аэрозоле Северной Атлантики было подтверждено и для тонких фракций при дифрактометрических исследованиях (Емельянов и др., 1976): наиболее распространенными минералами аэрозоля и водной взвеси из поверхностного слоя являются кварц, кальцит, полевые шпаты и гидрослюды. Этот же минеральный комплекс устанавливается в аэрозолях из западной части аридной зоны Атлантики — на о-ве Барбадос и на Багамских островах. Пыль такого же состава выпадает периодически в Альпах (Galopin, 1951) и на Кавказе. Содержание минералов в аэрозоле из Северной Атлантики испытывает сезонные колебания: кварца в аэрозоле летом до 35%, зимой около 12% (Parkin e. a., 1970).

Очень низкие содержания кварца наблюдаются в пелагических областях Северной Атлантики между Канарской и Западно-Европейской котловинами. Связано это с тем, что сюда не поступают в сколько-нибудь заметных количествах ни речные выносы (реки на прилегающих участках материков мелкие), ни эоловый материал (поток эолового материала от Канарских островов направлен на юго-запад). Поэтому здесь накапливаются исключительно высококарбонатные фораминиферовые илы (Емельянов и др., 1976).

Таким образом, несмотря на активную циркуляцию, наличие сильных океанических течений, распределение кварца в осадках пелагиали океана является зональным. Оно обусловливается как локализацией главнейших источников питания, так и особенностями транспортировки аэрозоля, климатической зональностью циркуляций. Максимальные содержания кварца в пелагиали (кварцевые пояса) совпадают с аридными зонами. Оси наибольших содержаний аэрозоля и кварца над океаном совпадают с осями максимального содержания последнего в донных осадках.

3.2. Полевые шпаты

Полевые шпаты по использованной нами методике определяются количественно только в сумме, но изучение дифрактограмм позволяет заключить, что среди них почти во всех океанских осадках резко преобладают плагиоклазы. То же говорят данные оптического изучения алевритовых фракций (Петелин, 1965) и крупнопелитового материала (5—10 мкм) в шлифах или мазках осадков. Исследование состава полевых шпатов в осадках южной части Тихого океана Петерсоном и Гольдбергом (Peterson, Goldberg, 1962) привело их к выводу о безусловном преобладании в большинстве районов основных плагиоклазов (преимущественно вулканогенных минералов океанской коры); по периферии андезитовых зон преобладают средние плагиоклазы переходной коры.

Калиевые полевые шпаты — индикаторы континентальной коры — встречаются по периферии океанов, а также в ледовых и аридных зонах, где они не уничтожаются выветриванием.

Содержание полевых шпатов в осадках Тихого океана в пересчете на бескарбонатное вещество (рис. 14) в целом более монотонно, чем кварца, поскольку большее значение приобретает вклад вулканизма, но и здесь можно говорить о двух типах распределения — периферическом и пелагическом. Относительно повышенные концентрации (10—12%, иногда выше) отчетливо связаны, во-первых, с поясом современного андезитового вулканизма островных дуг, во-вторых, подобно кварцу, с аллотигенными пелагическими глинами северной части океана, а также Южной котловины к востоку от о-вов Тонга и Новой Зеландии. Пелагические ареалы повышенных концентраций в обоих случаях смыкаются на западе с периферической зоной, являясь ее непосредственным продолжением в открытый океан. При этом, однако, не наблюдается определенной тенденции постепенного убывания содержаний полевых шпатов от островных дуг к центру пелагической области. По-видимому, и для полевых шпатов можно говорить о пелагическом максимуме, связанном с низкими темпами осадконакопления, снятием разбавляющего влияния глинистого вещества в аридных зонах океана, где тонкообломочный материал в основном эолового происхождения.

Выделяется пелагическая экваториальная зона низких концентраций полевых шпатов (4—7%), очевидно, связанная как с «разбавлением» их биогенным опалом (в радиоляриевых илах), так и с привносом пассатными течениями с востока в эту зону повышенных скоростей осадконакопления преимущественно глинистого терригенного материала, содержащего мало тонкодисперсных обломочных минералов.

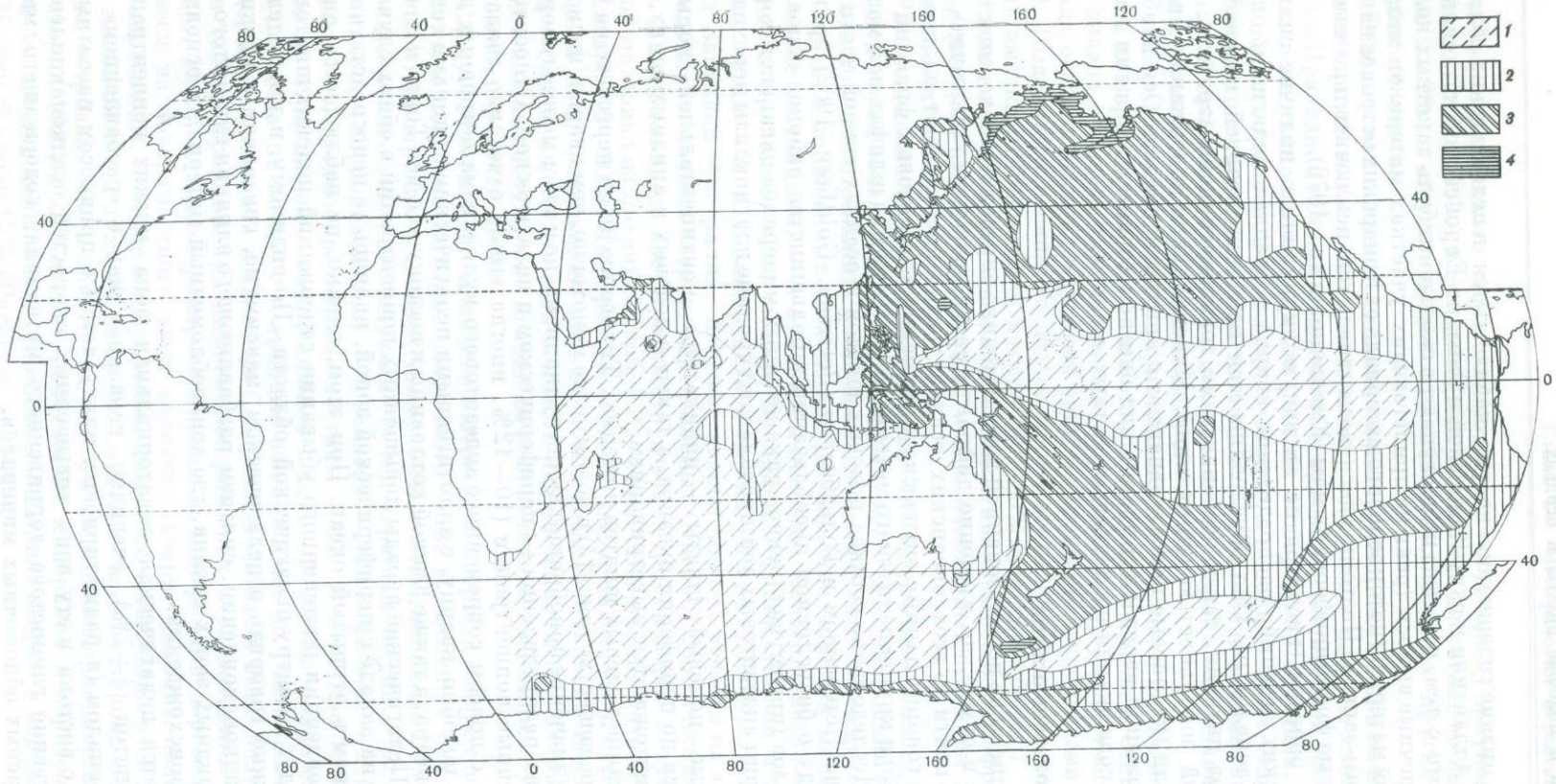


Рис. 14. Распространение полевых шпатов в поверхностном слое осадков (по дифрактометрическим данным, в пересчете на бескарбонатное вещество), в %

1 — от 0 до 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — > 30

Вдоль континентов Австралии, Азии и Америки (вне районов активно современного вулканизма) протягиваются зоны пониженных концентраций полевых шпатов (1—10%) в глинистых и кремнистых осадках, отражающие состав выносимого терригенного материала и его механическую дифференциацию. Резко повышенные концентрации отмечены местами на шельфах, в обломочных песчаных и алевритовых осадках (Берингово, Охотское моря). Несколько повышенные значения (10—14%) обнаружены в айсберговых осадках приантарктической зоны, куда поступают продукты ледовой денудации.

В глубоководных осадках Индийского океана содержание полевых шпатов в целом значительно ниже, чем в Тихом, что, очевидно, объясняется значительно меньшей ролью вулканогенного материала в их сложении, а также геологией водосбора и условиями быстрого химического выветривания в нем. В пелагических осадках, а также в Бенгальском заливе, в Яванском желобе, у побережья Западной Австралии и южной оконечности Африки — всюду отмечены концентрации в пределах 5—6%, редко больше. Лишь у побережья Антарктики (в отдельных районах) развитые здесь айсберговые осадки содержат 10—18% полевых шпатов. Обогащен полевыми шпатами бескарбонатный материал биогенных карбонатных осадков в отдельных точках у Мальдивских островов, а также к востоку от Мадагаскара. Повышенные концентрации отмечены в осадках к северо-востоку от Аравийского полуострова, т. е. в аридной части океана.

3.3. Отношение кварц/полевой шпат

Кварц-полевошпатовые отношения часто используются в литологии для характеристики «основности» терригенного материала, т. е. соотношения основных (бедных кварцем) и кислых пород в питающих областях денудации. Применительно к океанским осадкам оно отражает, кроме того, относительную роль вулканогенной составляющей (большое содержание полевых шпатов и отсутствие кварца) в составе обломочного материала, а также глубину химического выветривания пород водосбора. При выветривании тропического типа практически все полевые шпаты переходят в глины, а кварц сохраняется почти полностью. Соотношение этих двух главных минералов осадочных образований может маркировать поступление осадочного материала разного генезиса и состава. В частности, очень четко выделяются области влияния вулканизма.

В «средней изверженной породе» континентальной коры отношение кварц/полевые шпаты 1/6—1/8, а в наиболее распространенных осадочных образованиях континентов — глинах и глинистых сланцах —1,5—2, т. е. это отношение резко возрастает в ходе выветривания и перехода полевых шпатов в глинистые минералы (Лисицын, 1978). Кварц-полевошпатовое отношение в пирокластике и вулканотерригенных осадках тихоокеанского андезитового пояса всюду значительно ниже единицы, чаще близко к нулю. Такого же порядка это отношение и в вулканитах океанской коры — подводных и островных вулканах и их пирокластике.

В Тихом океане (рис. 15) пояс низких значений кварц-полевошпатового отношения (менее 1), где поставка полевых шпатов в осадки превышает поставку кварца, охватывает область развития переходной коры. Он следует вдоль островных дуг с активным вулканизмом: от Камчатки через Курильские острова, Японию, Идзу-Бонинские и Марианские острова к Сулавеси; от архипелага Бисмарка через Соломоновы острова к туффитовым осадкам района Тонга-Кермадек и от Алеутских островов к заливу Аляска. Низкие величины характерны и для приматериковой полосы у Северной и Центральной Америки. В пелагической части северной половины Тихого океана, как

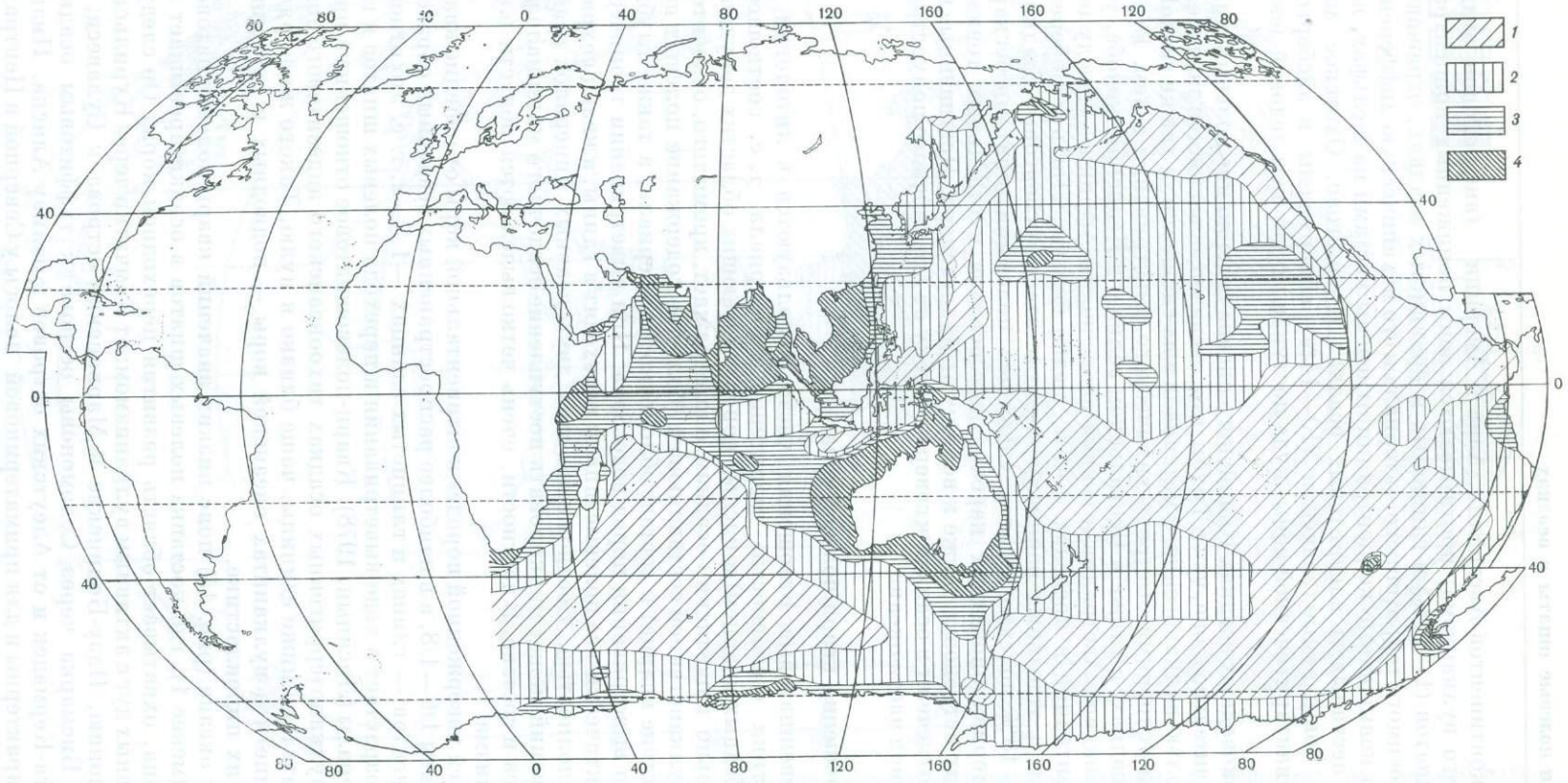


Рис. 15. Отношение кварца к сумме полевых шпатов по дифрактометрическим данным

1 — < 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 4; *4* — > 4

и в аэрозоле, кварц всюду преобладает над полевым шпатом, а на обширных полях кварц-полевошпатовое отношение находится в пределах 2—3, достигая в одной точке величины 3,2. Таким образом, здесь континентальный материал подавляет материал коры переходного и океанского типов. Высокие значения тяготеют к эвпелагическим глинам, отличающимся низкими скоростями осадконакопления и отмеченными уже высокими концентрациями кварца. Столь значительное преобладание кварца над полевым шпатом находится в противоречии с имеющимися данными о составе пород обрамляющей суши (не только островных дуг, но также западного побережья Северной Америки). Анализ аэрозоля (Живаго, Серова, 1976) и осадков, изотопный состав кварца убеждают в определяющем влиянии эолового кварца дальнего (тропосферного) разноса. Во всяком случае кварц-полевошпатовое отношение убедительно показывает, что значительное содержание тонкодисперсных обломочных минералов в пелагических глинах северной части Тихого океана (сумма кварца и полевых шпатов обычно более 30%) обусловлено не пирокластическим материалом, а терригенным, принесенным струйными ветрами из пустынь Центральной Азии.

К экваториальной зоне кварц-полевошпатовое отношение уменьшается, оставаясь все же выше единицы, только при значительно более низких значениях суммы обоих обломочных минералов (15—25%). В существенно аутигенных эвпелагических цеолитовых глинах при незначительном суммарном содержании кварца и полевого шпата последний становится доминирующим, что, вероятно, свидетельствует о преобладании вулканогенного обломочного материала над терригенным и наводит на мысль о широком развитии здесь пелитоморфных вулканических стекол, являющихся источниками цеолитов. Тенденция к повышению кварц-полевошпатового отношения намечается в карбонатных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (Peterson, Golbderg, 1962). Отчетливо метит это отношение ареал разноса богатого кварцем и бедного полевыми шпатами латеритного материала на восток от Австралии.

В Индийском океане почти на всех изученных станциях кварц-полевошпатовое отношение больше единицы, чаще находится в пределах 2—3 или выше, что отвечает ограниченному распространению здесь эксплозивного вулканизма и главному вкладу в терригенный снос тропической зоны. Близкие к единице или несколько меньшие величины отмечаются местами только у побережья Антарктиды, что, вероятно, можно связать с отсутствием химического выветривания на ледовом континенте. Это является одной из особенностей осадков ледовой зоны. В остальные части океана, а особенно в Бенгальский залив, поступает терригенный материал из тропических кор выветривания с резким преобладанием кварца над полевым шпатом, который разлагается при химическом выветривании. В наиболее богатых эоловым кварцем осадках Аравийского моря очень высокие значения кварц-полевошпатового отношения. В целом более высокие величины этого отношения в Индийском океане по сравнению с Тихим соответствуют незначительной роли вулканогенных полевых шпатов в составе его осадков (т. е. здесь поступление минералов коры переходного типа менее значительно), а также зависят от интенсивного химического выветривания в основной части водосбора, располагающегося в северной половине океана. Дифрактометрическое изучение полевых шпатов в осадках Атлантического океана пока не завершено.

3.4. Суммарное содержание кварца и полевых шпатов в донных осадках

Выше (см. § 1) отмечалось, что в питающей мегапровинции континентов среднее содержание кварца в глинах и глинистых сланцах (наиболее распространенных породах) составляет 20%, а полевых шпатов — 10—15%, т. е. сум-

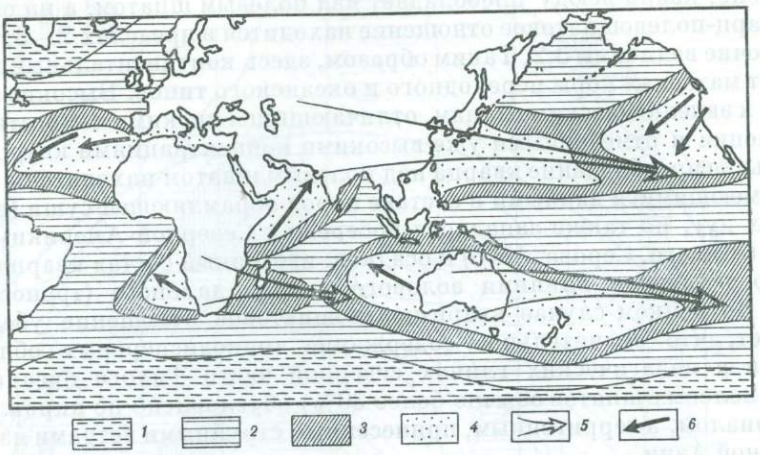


Рис. 16. Вклад аэрозольного материала в терригенную седиментацию, в %
1 — <10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — >50; *5* — пути переноса струйными течениями; *6* — переноса в тропосфере

марно они составляют 30—35%. В «средней изверженной породе континентов» суммарное содержание этих минералов 60—80%.

В аэрозоле северной аридной зоны Тихого океана сумма кварца и полевых шпатов составляет близ Японии 50—60%, в пелагиали 40—50%, в то время как в экваториальной зоне обычно она менее 10%. Высокие содержания (20—50%) этих минералов обнаружены и в аэрозоле северных аридных зон Атлантического и Индийского океанов.

По данным дифрактометрии, донные осадки Индийского и Тихого океанов содержат значительные количества указанных минералов — в ряде мест более 40% от обломочной и глинистой части осадка (рис. 16). Примечательно, что располагаются максимальные концентрации в виде широтных поясов, которые совпадают с осями струйных течений и расположением пустынь — питающих провинций, где во время сильнейших пылевых бурь происходят выбросы пылевого материала в верхнюю тропосферу, в область захвата струйными течениями. В ряде мест важное значение имеет также и перенос в нижней тропосфере в направлении, обратном струйным ветрам. Такой перенос играет главную роль в северной аридной зоне Атлантического океана, а также в восточной половине северной аридной зоны Тихого (пассатный перенос). В южных частях океанов, где пустыни занимают небольшую площадь (кроме Австралии), эоловый перенос имеет меньшее значение.

Приведенная карта (см. рис. 16) показывает, что пелагические осадки океанов, сложенные, по распространенным представлениям, главным образом глинистыми минералами, в ряде мест наполовину сложены обломочными минералами — кварцем и полевыми шпатами. Если учесть, что в тех же зонах с аэрозольным материалом поступает еще и гидрослюда, то вклад этих трех минералов оказывается решающим — обычно их в аридных зонах более 70% от пелитовой части осадка (на бескарбонатное и бескремнистое вещество). Эоловый перенос гидрослюд доказывается изучением аэрозолей над океанами (Живаго, Серова, 1976), а также их изотопными и возрастными метками, их нахождением в почвах островов, расположенных на трассах переноса.

3.5. Генезис тонкодисперсного кварца, полевых шпатов и слюд

Генезис тонкодисперных минералов в донных осадках пелагиали может быть весьма разнообразным. В аридных зонах океана главное значение обычно имеет эоловый перенос, что подтверждают следующие факты.

1. Совпадение концентраций отдельных минералов и характерных парагенезов минералов в аэрозоле, собранном над океанами, в почвах океанских островов, а также в ледниках соответствующих зон, с концентрациями и парагенезами минералов в донных осадках. Могут быть в первом приближении выделены главнейшие провинции аэрозолей (см. рис. 3), тесно связанные с питающими провинциями (пустыни и степи континентов) и с климатической зональностью (возможность захвата и дальнего переноса материала только в условиях сухости, поскольку влажный воздух гумидных зон ведет к быстрому возникновению ядер конденсации и осаждению частиц). Этот процесс дополняется еще периодическим вымыванием атмосферы дождями (около 90 дождей в год) и снегом в гумидных зонах.

2. Совпадение максимальных концентраций аэрозолей над океанами с областями широкого распространения аэрозольной компоненты в осадках дна.

3. Особый гранулометрический состав тропосферного аэрозоля (максимум материала сосредоточен в узком диапазоне от 2 до 5 мкм) и стратосферного аэрозоля (максимум 0,2—2 мкм.). Вопреки распространенному представлению, подавляющая часть аэрозоля над океанами относится к пелитовой фракции (а не к песчаной и алевритовой). Гранулометрический состав аэрозоля соответствует гранулометрическому составу пелагических осадков соответствующих аридных зон и бескарбонатной части биогенных осадков. Распределение отдельных минералов (кварца, слюд, полевых шпатов) по фракциям в аэрозоле и в донных отложениях сходно: они концентрируются во фракции мельче 5 мкм.

4. Особая морфология частиц океанского аэрозоля, которая выявляется при их рассмотрении под сканирующим микроскопом (см. рис. 4). Вопреки обычным представлениям об эоловых частицах как окатанных и полированных, видно, что главная часть аэрозоля состоит из оскольчатых, остроугольных, практически не окатанных частиц, а также листочков слюд. Возникают эти частицы за счет растрескивания зерен в пустынях при физическом выветривании, а также при соударениях зерен при их переносе. Это, таким образом, самые тонкие продукты механического разрушения песков пустынь, вынесенные из них ветром. Морфология частиц тонкодисперсных минералов в донных осадках аридных зон совпадает с морфологией частиц аэрозолей.

5. Для выяснения детальных особенностей и мест поступления кварца, слюд и других минералов используются изотопные и возрастные метки. Так, например, в аэрозоле и почвах Гавайских островов были обнаружены калиевые слюды (содержание K_2O до 7,2%, в базальтах океанских островов содержание K_2O не более 1,8%), их возраст 200 млн. лет, в то время как возраст о. Оаху (Гавайские острова), где были обнаружены в почвах эти слюды, всего 1—2 млн. лет, т. е. эти слюды явно принесены ветром, что подтверждается и анализом аэрозоля. Сходным оказался возраст слюд во всей аридной зоне северной части Тихого океана —150—180 млн. лет, в то время как у берегов Северной Америки он около 80 млн. лет, в Беринговом море — 50—90 млн. лет, у берегов Японии, Курильских островов и Камчатки — от 0 до 10 млн. лет. Возрастная метка слюд указывает на их перенос в аэрозоле с осаждением части его на океанских островах, где слюды попадают в почвы, частично и в донные осадки.

Тонкие исследования разновидностей кварца были проведены с анализом изотопных отношений кислорода O^{18}/O^{16} в молекуле кварца из пород питаю-

щих провинций, речных отложений, аэрозолей и донных отложений Тихого и Атлантического океанов. Так же как и К-слюды, кварц в почвах океанских островов-вулканов — минерал инородный; его поступление сюда нельзя объяснить иначе, чем эоловым переносом. В этом убеждает и совпадение гранулометрических спектров кварца в аэрозолях и в почвах (максимум содержания во фракции 2—10 мкм — 65—75% и менее 2 мкм — 10—20%), а главное — сходство изотопного состава кислорода песков пустынь Центральной Азии, аэрозоля над океанами, кварца из почв островов аридной зоны Тихого океана и кварца из донных осадков соответствующей зоны океана. Наиболее обычное значение δO^{18} здесь равно 16—18. К сходным выводам приводит изучение отношений изотопов стронция в аэрозоле и донных осадках северной части Тихого и Атлантического океанов. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} в слюдах из почв Гавайских островов (эоловые К-слюды) и из донных осадков аридной зоны Тихого океана оказалось аналогичным — 0,7273, в то время как для базальтов, слагающих Гавайские острова, оно резко отлично (0,703—0,707).

6. Сходство химического состава аэрозоля с химическим составом донных осадков и аэрозольного материала из ледников соответствующих зон (например, ледники Новой Зеландии, расположенные на путях выноса аэрозоля из Австралии) убеждает в том, что существенная часть донных осадков аридных зон сложена аэрозольным материалом.

7. Биогенные остатки (споры и пыльца, пресноводные диатомовые, фитолиты) и аутигенные минералы пустынь (гипс, доломит, палыгорскит и др.) обычно встречаются вместе с парагенезом эоловых минералов.

Таким образом, тонкодисперсные минералы (кварц, полевые шпаты, слюды и др.) аридных зон океанов связаны в главной своей части с эоловым переносом, что типично для аридного седиментогенеза.

§ 4. ЭДАФОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

В своей генетической классификации минеральных компонентов глубоководных океанских осадков В. П. Петелин (1971) выделил среди автохтонных (образованных в океане) минералов группу, связанную генетически с субаквальной литосферой, назвав ее марино-литогенной. Сюда наряду с подводно-вулканогенными и поствулканогенными отнесены минералы и минеральные агрегаты, образующиеся при подводном разрушении твердых пород дна, которые предлагалось именовать эдафогенными. К настоящему времени собрано много свидетельств о широком распространении таких минералов в океанских осадках, в том числе древних, доплейстоценовых. Показано их осадкообразующее значение (Мурдмаа, 1968а, 1976; см. главу III, § 1). Сложилось представление о ведущей роли тектонического дробления (растрескивания, перетирания) монолитных пород дна в освобождении этих минералов, которые затем могут транспортироваться (как правило на небольшие расстояния) придонными течениями, суспензионными потоками и различными склоновыми гравитационными процессами. Помимо таких («текто-эдафогенных» по терминологии Петелина), эдафогенные частицы могут возникать в результате подводной эрозии пород мощными суспензионными потоками, а в какой-то мере и в ходе подводного выветривания. Особую генетическую группу составляют вулкано-эдафогенные частицы, образующиеся при растрескивании подводных эффузивных пород и затем подвергающиеся переотложению экзогенными агентами транспортировки (течениями, суспензионными потоками). К этой группе, по-видимому, следует отнести и продукты подводного перемыва первично раздробленных и поствулканически или гальмиролитически измененных вулканитов — гиалокластитов. В таком понимании вулкано-эдафогенного минералообразования масштабы его оказываются значительными, особенно в областях распространения эвпелагических глин.

Эдафогенные минералы распознаются главным образом по специфике образованных ими комплексов (парагенетических ассоциаций), обычно резко отличающихся от фоновых терригенных комплексов; по узкой локализации таких комплексов вдали от терригенных источников сноса; по размеру частиц, не свойственному обрамляющим (или вмещающим) осадкам; по отсутствию признаков субаэрального выветривания и окатанности. Перечисленные признаки, как видно, в основном косвенные и далеко не всегда однозначны. Поэтому распознавание эдафогенных минералов, особенно при малых содержаниях в осадках, представляет значительные трудности и требует осторожности. Тем не менее выделение их необходимо для правильной интерпретации минеральных комплексов осадков и для понимания процессов седиментогенеза. Несомненный интерес представляет перспектива использования эдафогенных минералов как индикаторов подводных обнажений определенных пород и в связи с прослеживанием активных тектонических нарушений, с которыми они чаще всего связаны.

Лучше всего изучены к настоящему времени эдафогенные минералы и их комплексы в осадках рифтовых зон срединно-океанических хребтов (Мурдмаа, 1968а, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, 1971; Солдатов, Мурдмаа, 1973; Fox, Heezen, 1965a, b).

Обломочные (эдафогенные, вулкано-эдафогенные) минеральные комплексы являются основными осадкообразующими в распространенных на дне глубоких депрессий эдафогенных и вулканокластических отложениях, а также встречаются как примесь в составе пелагических биогенных мергелистых и карбонатных осадков, залегающих внутри депрессий как на глубинах, меньших критической глубины карбонатонакопления, так и больших. Минералогический анализ фракций осадков из разных депрессий показывает, с одной стороны, однотипность и специфичность минеральных комплексов, которые в целом можно сопоставить с минеральным составом пород офиолитовой ассоциации (гипербазиты — серпентиниты, габброиды, зеленокаменные породы, базальты и метабазальты). Обнажения именно этих пород в разных сочетаниях характерны для исследованных структур срединных хребтов (Чернышева, 1969, 1970; Богданов, Плошко, 1967; Рудник, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976; и др.). С другой стороны, устанавливается узкая локализация определенных комплексов минералов не только в отдельных впадинах, но и в близко расположенных участках в пределах одной впадины. При этом каждый локальный набор минералов в осадках, иногда резко отличный от соседнего, может быть уверенно отнесен к одному-двум определенным типам материнских пород. В случаях смешения в осадках депрессии нескольких комплексов эдафогенных минералов удается обычно установить материнские породы для каждого. Имеющиеся материалы позволяют говорить по меньшей мере о пяти характерных комплексах минералов.

1. Серпентинитовый (гипербазитовый) комплекс, характеризующийся высоким содержанием ромбического (энстатит-бронзит) и моноклинного (авгит-диопсид) пироксенов, присутствием хромовой шпинели, магнетита и частично серпентинизированного оливина в тяжелой фракции. В легкой фракции — резким преобладанием минералов серпентиновой группы с очень незначительной примесью основного плагиоклаза, кварца, часто присутствует тальк.

Серпентиновый комплекс минералов встречен почти в чистом виде в ряде колонок осадков со дна депрессий Западно-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов (Мурдмаа, 1968а; Безруков и др., 1972), во впадине Романш (Солдатов, Мурдмаа, 1970) и в других впадинах Срединно-Атлантического хребта (Fox, Heezen, 1965a, b), где подняты также образцы гипербазитов и серпентинитов. Сходный комплекс минералов обнаружен (Мурдмаа, Розанова, 1976) в глыбах литифицированных четвертичных отложений на дне

впадины Хесса, что позволяет предположить наличие выходов серпентинитов на его склонах, пока не подтвержденных образцами пород. В тяжелой фракции здесь резко преобладает моноклинный пироксен, присутствуют серпентинизированный оливин, ромбический пироксен; легкая фракция сложена на 70—90% серпентиновой группой минералов. Плагиоклаз в большинстве проб практически отсутствует, в других составляет не более 5—10%. Вулканического стекла, обильного в соседних точках, нет. Серпентинитовый минеральный комплекс в чистом виде характеризуется резким преобладанием легкой фракции над тяжелой. Известны прослои серпентиновых песков и алевритов среди глинистых осадков, характеризующихся преимущественно (70—80% состава осадка) серпентиновыми обломочными минералами.

2. Метаморфно-габбровый комплекс, пространственно обычно связанный с серпентинитовым, характеризуется преобладанием моноклинного пироксена (диопсида) при подчиненном количестве ромбического (гиперстена), присутствием минералов группы эпидота, уралитовой роговой обманки, тремолит-актинолита, а также керсутита — в тяжелой фракции; обилием основных и средних плагиоклазов наряду с серпентином и хлоритом — в легкой. Комплекс выделен в осадках со дна впадины «Витязя» (Аравийско-Индийский хребет; Розанова, 1971), где известны полосчатые метаморфно-метасоматические габбро (Чернышева, 1969; Розанова, 1972), возникновение которых Т. В. Розановой (по аналогии с Уралом) было связано с метаморфно-метасоматическим изменением гипербазитов по глубинным разломам. Широкое распространение метаморфно-габбрового минерального комплекса в осадках впадины «Витязя», а также в осадках впадины Романш (Mellis, 1958) и в других тектонических депрессиях Срединно-Атлантического хребта (Fox, Heezen, 1965a, b) обусловлено генетической и пространственной приуроченностью материнских пород к тектоническим нарушениям. Характерны проявления динамического метаморфизма в минеральных зернах, выраженные в деформации, волнистом угасании, структурах распада. Отчетливые признаки перекристаллизации и обогащение плагиоклазов Ab-составляющей также являются показателями высоких стрессовых напряжений при их образовании.

3. Зеленокаменный комплекс, для которого свойственно высокое содержание в тяжелой фракции наряду с моноклинным пироксеном минералов группы эпидота, амфиболов (тремолита-актинолита), иногда талька, стильпномелана; в легкой — преобладание хлорита и плагиоклаза, особенно альбита или альбитизированного основного плагиоклаза, присутствие кварца. Соотношение минералов варьирует в широких пределах, по-видимому, отражая различия в составе широкой группы зеленокаменно-метаморфизованных пород.

В чистом виде зеленокаменный комплекс эдафогенных минералов был обнаружен вместе с обломками спилитов на склоне депрессии Аравийско-Индийского хребта (Мурдмаа, Прокопцев, 1968). Состав тяжелой фракции здесь эпидот-амфибол-пироксеновый, в легкой фракции преобладают хлорит и альбит, присутствует кварц. Зеленокаменный комплекс широко распространен в осадках депрессий Срединно-Атлантического хребта (Melson, van Andel, 1966), во впадине «Витязя» в Индийском океане, а также во впадине Хесса — в Тихом. В последнем случае в тяжелой фракции крупного алеврита осадков со склона впадины, кроме резко преобладающего моноклинного пироксена (78—84%), повышено содержание эпидота (6—17%), присутствует актинолит. Легкая фракция сложена хлоритом, хлоритизированными агрегатными зернами и плагиоклазом, в том числе кислым. Специфичность зеленокаменного комплекса минералов в осадках впадины Хесса становится особенно очевидной при сравнении его с описанным выше серпентинитовым комплексом, характеризующим пробы, взятые на дне той же небольшой депрессии, а также с базальтовым комплексом на ее склоне (см. ниже). Петрографическое

изучение обломков метабазальтов и габбро-долеритов, добытых вместе с осадками на той же станции (Рудник, 1976), показало сходство минерального состава осадков и пород. Основным отличием является обнаружение в осадках значительного количества кислого плагиоклаза, тогда как в породах альбитизация не установлена. По-видимому, среди материнских пород, служащих источником эдафогенных минералов, имеются и более сильно метаморфизованные альбитизированные разности.

4. Базальтовый комплекс легко отличим от всех остальных по высокому содержанию в тяжелой фракции оливина, почти не затронутого вторичными изменениями, и моноклинного пироксена; по преобладанию в легкой фракции бурого или зеленого основного вулканического стекла и неизмененного основного плагиоклаза, иногда с небольшим количеством палагонита и цеолитов. Такой набор минералов генетически связан с молодыми базальтовыми излияниями в осевой зоне срединных хребтов и встречен в осадках многих впадин. Обычно осадки, содержащие базальтовый комплекс обломочных минералов, залегают на склонах депрессий выше эдафогенных отложений с минералами глубинных пород, что, по-видимому, отражает более высокое положение базальтовых покровов в обнажающихся на склонах разрезах коренных пород. Примеры чистого базальтового комплекса минералов можно видеть на полигоне ст. 5327 (Центрально-Индийский хребет), на отдельных станциях во впадине «Витязя» (Аравийско-Индийский хребет) (Мурдмаа, 1968а; Розанова, 1971; Безруков и др., 1972), на Срединно-Атлантическом хребте (Fox, Heezen, 1965a, b) и во впадине Хесса (Мурдмаа, Розанова, 1976).

Генетическая связь всех названных минеральных комплексов осадков депрессий с подводной денудацией обнажающихся на их склонах и гребнях коренных пород не вызывает сомнений. Разрушение обнажающихся на склонах тектонических депрессий коренных магматических и метаморфических пород до алевритовой и пелитовой размерности зерен не находит другого объяснения, кроме дробления при тектонических движениях по активным разломам, образующим сами депрессии или их рассекающим. Эрозия придонными течениями или даже суспензионными потоками монолитных пород вряд ли может иметь существенное значение. О небольшой роли подводного выветривания в дезинтеграции пород свидетельствует свежий облик большей части минеральных зерен во всех комплексах. В случае базальтового комплекса имеет место растрескивание стекловатых корок закаливания при движении и остывании лавы под водой. Но и в дезинтеграции базальтов важную роль, вероятно, играют тектонические движения.

Продукты дезинтеграции пород сносятся вниз по склонам депрессий в результате различных гравитационных процессов — осыпания, оползания, суспензионных потоков. Интенсивность и частота этих процессов в значительной степени находятся в зависимости от эндогенных факторов — сейсмической активности рифтовых зон. Суспензионные потоки оказывают сортирующее действие внутри минеральных комплексов, относительно обогащая основания турбидитных ритмов тяжелыми минеральными фракциями. Каждый ритм, вероятно, отражает активизацию тектонических движений по разломам, приводящим к подготовке новых порций дезинтегрированного коренного материала и являющихся толчком к его гравитационному перемещению. В отдельных колонках осадков устанавливается неоднократная последовательная смена гипербазит-серпентинитового минерального комплекса метаморфно-габбровым. Эта последовательность может свидетельствовать о порядке выведения на поверхность дна и дроблении глубинных пород.

Кроме рифтовых зон, эдафогенные минералы обнаружены в глубоководных желобах (Скорнякова и др., 1978; наши данные) и на ложе океана (Свальнов, Рудакова, 1976). Чаще всего встречаются те же минеральные комплексы, которые описаны для срединно-океанических хребтов. Особенно характерны

серпентинитовый и базальтовый комплексы, при этом в последнем наблюдаются существенные изменения: как правило, низкое содержание оливина, преобладает моноклинный пироксен, нередко титанистый (титан-авгит), а также роговая обманка и другие минералы щелочных базальтоидов. Большее значение приобретают продукты вторичных изменений базальтов, особенно палагонит, цеолиты.

Взятые в целом, эдафогенные минералы отражают состав океанской земной коры, по набору пород близкой к офиолитовым ассоциациям геосинклиналей. Соответственно можно говорить о преобладании офиолитовой ассоциации эдафогенных минералов в океане.

§ 5. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Работы последнего десятилетия, обобщившие материалы по распределению глинистых минералов в поверхностном слое осадков Мирового океана (Ратеев и др., 1968; Ерощев-Шак, 1961а, б; Горбунова, 1966, 1970, 1973, 1974; Biscaye, 1964; Griffin e. a., 1968; Venkatarathnam, Biscaye, 1973a, 1976; Goldberg, Griffin, 1970), позволили установить основные источники и пути образования этих минералов. Выяснено, что такие минералы, как иллиты, хлориты, каолиниты, имеют в основном терригенную природу, а монтмориллонит и его смешанослойные разности могут отчасти образовываться аутигенно по продуктам вулканизма на дне океана. Выявлен и гидротермальный путь образования монтмориллонита, биотита, вермикулита и др. в некоторых районах океана (Горбунова, 1974; Муравьев, 1974). При использовании данных по поверхностному слою осадков для характеристики современных условий глинообразования делается известное допущение, так как часто на поверхность выходят и несовременные осадки.

Исследования глинистых минералов в кернах бурения дали материал для оценки истории глинообразования в океанах. Некоторые авторы придерживаются полностью аутигенной концепции образования глинистых минералов в пелагических осадках по базальтам. Особенно категорично эта точка зрения отстаивается в работах А. Г. Коссовской и др. (1975).

5.1. Поставка глинистых минералов в океанские осадки

Поступление глинистых минералов в океаны идет из трех основных мегапровинций: континентов, переходной зоны и ложа океанов. Процессы образования минералов в этих провинциях имеют своеобразные черты, которые сказываются как на количественной стороне (ежегодная поставка глинистых минералов в океан), так и на их составе и распределении на дне.

Поступление глинистых минералов из кор выветривания континентов в целом для океана играет, несомненно, главную роль, хотя в ряде мест, где влияние этого источника снижается, важное, а нередко и определяющее значение имеют два других источника.

Подготовка и поставка глинистых минералов с суши идет по-разному в зависимости от климатической зональности, особенностей геологии и рельефа водосбора. Выше уже указывалось, что в ледовых зонах химического выветривания нет и глинистые минералы образуются за счет тонкого истирания материала исходных пород. Главное значение приобретают два минерала: гидрослюды и хлорит; их количества зависят от их соотношений в породах и стойкости к истиранию. Основным фактором переноса являются льды и айсберги, дальность их распространения и время существования определяют ареалы данного комплекса минералов. Главную роль в переносе в морях и океанах в ледовых зонах играют поверхностные течения, а после таяния

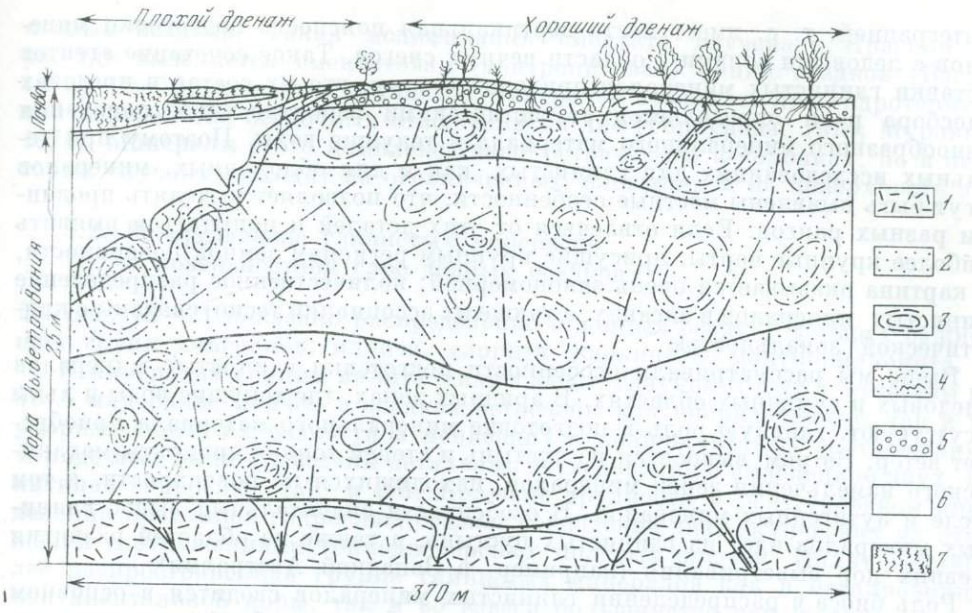


Рис. 17. Соотношение мощности почвы и коры выветривания на примере разреза на о-ве Кауаи (Гавайские острова). Мощность коры выветривания — около 25 м, мощность почвенного покрова — менее 1 м (Patterson, 1971)

1 — базальт свежий; *2* — глина с остаточной структурой базальта; *3* — реликты слабовыветрелого базальта; *4* — глина окисленная; *5* — почва; *6* — глина пластичная отбеленная; *7* — торф

льдов — также течения во всей водной толще, которые производят перераспределение материала в зависимости от его крупности.

Иной механизм действует в гумидных зонах. Важнейшее значение здесь имеют коры выветривания, в которых произошло превращение массивных или уплотненных образований (коренные породы) в легко размываемую массу, богатую глинистыми минералами (рис. 17). Исследованиями на континентах было показано, что мощность коры выветривания (от долей сантиметра до 50 м и более) и состав минералов тесно связаны с климатической зональностью (Страхов, 1960—1962; Лисицына, 1975; и др.). Процессы выветривания с очень большой скоростью идут в экваториальной гумидной зоне, где исходное разнообразие минералов быстро сводится химическим выветриванием к небольшому их набору, типичному для этой зоны. Нередко пытаются доказать, что подготовка минералов идет в основном не в корах выветривания, а только в почвенном слое, мощность которого составляет десятки сантиметров и редко более 1 м. Почвенный слой находится в наибольшей зависимости от местных условий, здесь разнообразие минералов обычно больше, чем в корах выветривания. Сопоставляя мощность подготовленных выветриванием кор (десятки метров) и почв (десятки сантиметров), можно прийти к выводу, что главное значение для подготовки глинистых минералов на суше имеют коры выветривания.

Все разнообразие почв в пределах данного водосбора выравнивается, если изучать взвесь или донные осадки дренирующей его реки. Сохраняются лишь наиболее крупные, усредненные черты. В еще больших масштабах процесс исключения местных особенностей проявляется, когда рассматриваются системы, водосборов, тем более водосбор Мирового океана в целом.

В горных районах, лишенных рыхлых покровов, смыв материала идет очень быстро, подготовка материала ограничивается его механической де-

зинтеграцией, т. е. имеет место вертикальная поясность подготовки минералов с ледовыми зонами в области вечных снегов. Такое сочетание агентов поставки глинистых минералов приводит к тому, что их состав в пределах водосбора реки определяется статистическими вероятностями попадания разнообразного минерального материала в текущие воды. Поэтому при детальных исследованиях для глинистых, как и для обломочных, минералов могут быть выявлены местные особенности, что позволяет выделять провинции разных рангов. Если отвлечься от этих деталей и попытаться выявить наиболее крупные черты, присущие крупным регионам земной поверхности, то картина оказывается очень закономерной: количественное распределение глинистых минералов в океанах, а также их ассоциации тесно связаны с климатической зональностью.

Выше мы рассматривали особенности подготовки глинистых минералов в ледовых и гумидных областях. В аридных зонах, где текущие воды и льды отсутствуют, главную роль в подготовке минерального материала приобретает ветер. Ветром выносятся из пустынь и степей тонкие продукты механического измельчения зерен минералов, находящихся на поверхности, в том числе и аутигенных минералов. В особенности значительный вынос глинистых минералов идет из глинистых пустынь, а также из областей развития древних кор выветривания (например, в Западной Австралии).

Роль биоса в распределении глинистых минералов сводится в основном к их удалению из верхнего эуфотического слоя в ходе биофильтрации, что резко снижает время пребывания частиц в поверхностном слое и выводит их из системы поверхностных течений.

Доставленный в океан реками, ветром и льдами, а также возникающий за счет абразии глинистый материал входит в состав гидрозоля. Исследования доказывают его закономерное распределение в океане, дающее возможность установить ареалы и количественные сочетания разных глинистых минералов, их природные ассоциации в гидрозоле.

Поставка глинистых минералов из областей коры переходного типа в целом обычно невелика, и только в пределах этих областей она может быть главной. Уже отмечалось, что решающее значение здесь имеют эксплозии, поставляющие в осадки главным образом свежий, невыветрелый материал: вулканические стекла (кислые и средние), пепловые частицы и полевые шпаты. Этот тонкодисперсный (в пелагиали обычно мельче I мкм) свежий материал проникает в пелагиаль особенно далеко в аридных зонах (пассаты и струйные течения, глобальные конвергенции). По-видимому, таким образом в аридных зонах объясняется высокое содержание в осадках рентгеноаморфного вещества (диагностика тонкодисперсного стекла и пеплов до настоящего времени не разработана). Такой тонкоизмельченный материал благоприятен для возникновения вторичных минералов, а том числе глинистых. Близ вулканов андезитовой зоны главное значение имеют продукты субаэрального выветривания вулканических сооружений, а в некоторых местах и продукты гидротермальной их переработки.

Вопрос о вкладе океанской коры в накопление глинистых минералов в осадках является дискуссионным. Некоторые авторы придерживаются концепции аутигенного глинообразования (Nayudu, 1964; Peterson, Griffin, 1964; Peterson e. a., 1970; Von Rad, Rosch, 1972), которая не всегда подтверждается.

Исследованиями многих авторов для областей генерации свежих базальтов в пределах океанской коры (Тихий океан — район ВТП, некоторые участки дна близ Срединно-Атлантического хребта, Красное море) идет образование Fe-смектита (Bischoff, 1969; Bäcker, 1976), который обычно плохо окристаллизован и идентифицируется в современных отложениях с трудом. Fe-монтмориллонит (Fe-смектит) — это главный глинистый минерал металло-

носных осадков. Такая модификация смектита изучена в Красном море, где выделяется смектитовая (нонтронитовая) фация осадков (Bäcker, 1976). Особый комплекс глинистых минералов возникает при гидротермальной переработке осадочных отложений на дне (Горбунова, 1974; Муравьев, 1974). Минералы этого комплекса чаще встречаются в колонках, но в некоторых случаях выходят на ограниченных площадях и на поверхность дна.

5.2. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков

На рис. 18—21 показано распределение в донных осадках четырех важнейших групп минералов: иллита, хлорита, каолинита, монтмориллонита.

К минералам группы иллита (гидрослюды, глауконит и др.) отнесены все 10 Å минералы, причем в осадках встречены как упорядоченные, так и неупорядоченные их разности в меняющихся количественных соотношениях. В ряде мест были проведены детальные исследования с выделением двух политипов гидрослюд 1Md и 2M. Большие трудности в рентгеновском определении политипов гидрослюд создает совпадение диагностических их отражений с отражениями тонкодисперсных полевых шпатов. Иллит — наиболее распространенная группа глинистых минералов как в мегапровинции континентальной коры, так и во взвеси большинства рек (только в реках экваториальной зоны оказывается больше каолинита и монтмориллонита). Это также главный тонкодисперсный минерал аэрозолей (аридная зона) и криозолей (ледовая).

Как видно из рис. 19, содержание иллита в осадках достигает 50—70%, а в ряде мест и более 70% от суммы глинистых минералов. Важно отметить совпадение в широтном плане областей развития иллита в почвах и корах выветривания (табл. 3, 4) и в донных осадках. Наибольшее содержание этого минерала в умеренных зонах, а также в северной аридной; экваториальная зона минимальных содержаний иллита как бы разделяет океаны на две части — северную и южную. Изолинии 50% иллита почти нигде не пересекают южный и северный тропики. В северной аридной зоне Тихого океана и в прилегающей к ней частях гумидной полоса высокого (более 50%) содержания иллита совпадает с полосой главного переноса аэрозоля из пустынь Центральной Азии, что подтверждается изучением минерального состава, а также обнаружением слюд, богатых калием (т. е. чуждых для мегапровинций океана), в почвах островов, расположенных в полосе струйных ветров. В парагенезе с иллитом здесь встречается тонкодисперсный кварц и полевой шпат (см. § 3). В южной аридной зоне главный источник аэрозоля — Австралия, где иллит на большей части территории уничтожен выветриванием (латеритные коры), что видно по его снижению (менее 20%) в осадках Индийского океана к западу от Австралии. Некоторое увеличение поступления иллита отмечается к востоку от Австралии, так как в юго-восточной части материка распространены почвы, богатые иллитом. Эоловый перенос иллита совпадает и здесь со струйными ветрами, что подтверждается также анализом кварца.

Донные отложения Арктики — это царство иллита (см. табл. 3), так же как и донные отложения у берегов Антарктиды.

В области диагенетического преобразования осадочной толщи, особенно в периферических частях океанов, по крайней мере часть минералов с 10 Å отражениями связана с образованиями типа глауконита. Такая разновидность иллита обычно хуже окристаллизована. Описаны глаукониты из северо-западной части Тихого океана (Лисицына и др., 1976), к востоку от Новой Гвинеи (Муравьев, 1974) в районе Перуанско-Чилийского (Горбунова, 1976) и других апвеллингов (см. § 7).

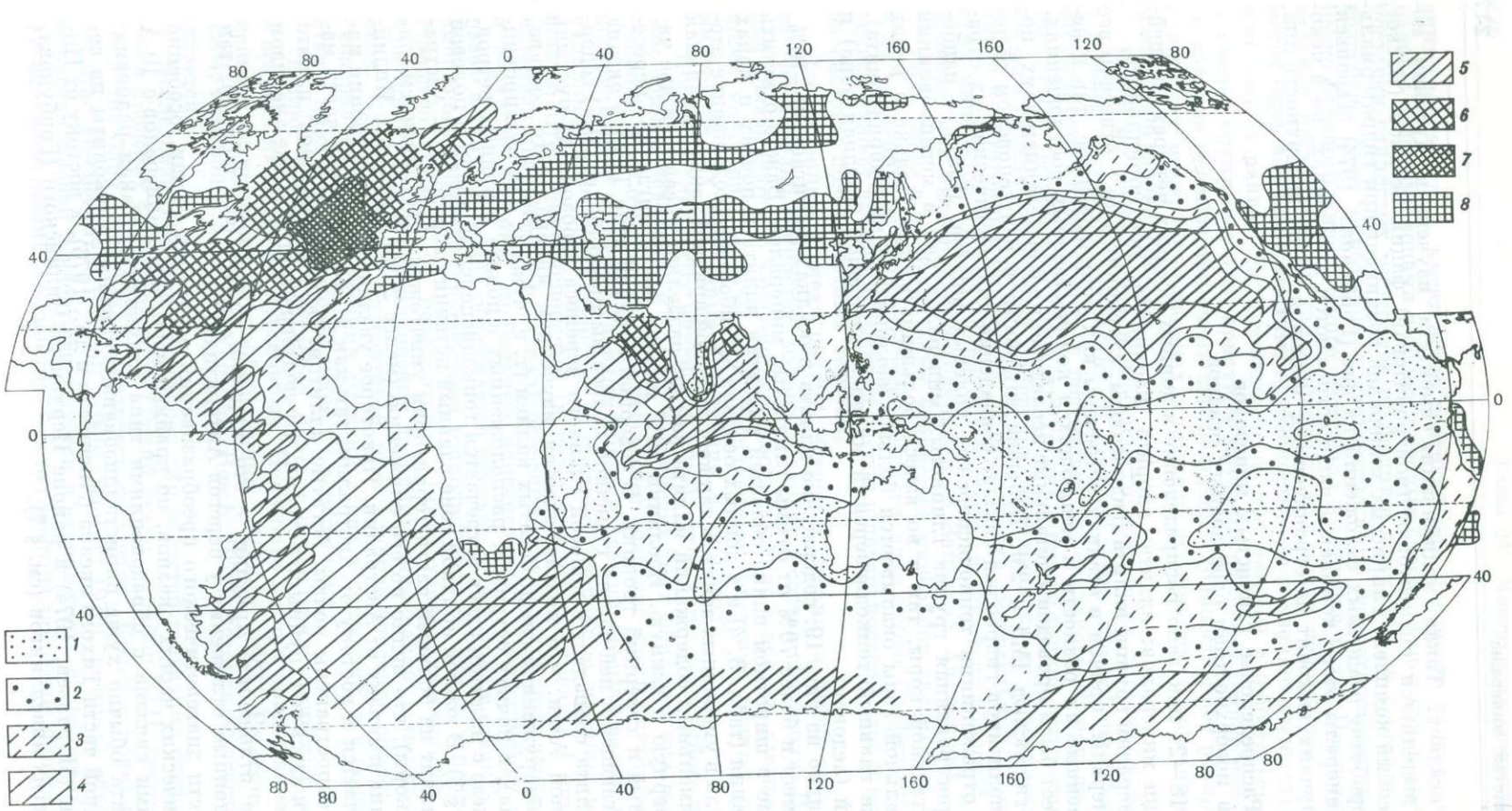


Рис. 18. Распределение иллита в поверхностном слое осадков Мирового океана и почвах

Содержание иллита во фракции $< 0{,}002$ мм осадков, в % от суммы глинистых минералов (Griffin e. a., 1968, с добавлениями авторов): *1* — <20; *2* — от 20 до 30; *3* — от 30 до 40; *4* — от 40 до 50; *5* — от 50 до 60; *6* — от 60 до 70; *7* — >70.

Почвы: *8* — с преобладанием иллита в верхних горизонтах (Gradusov, 1974)

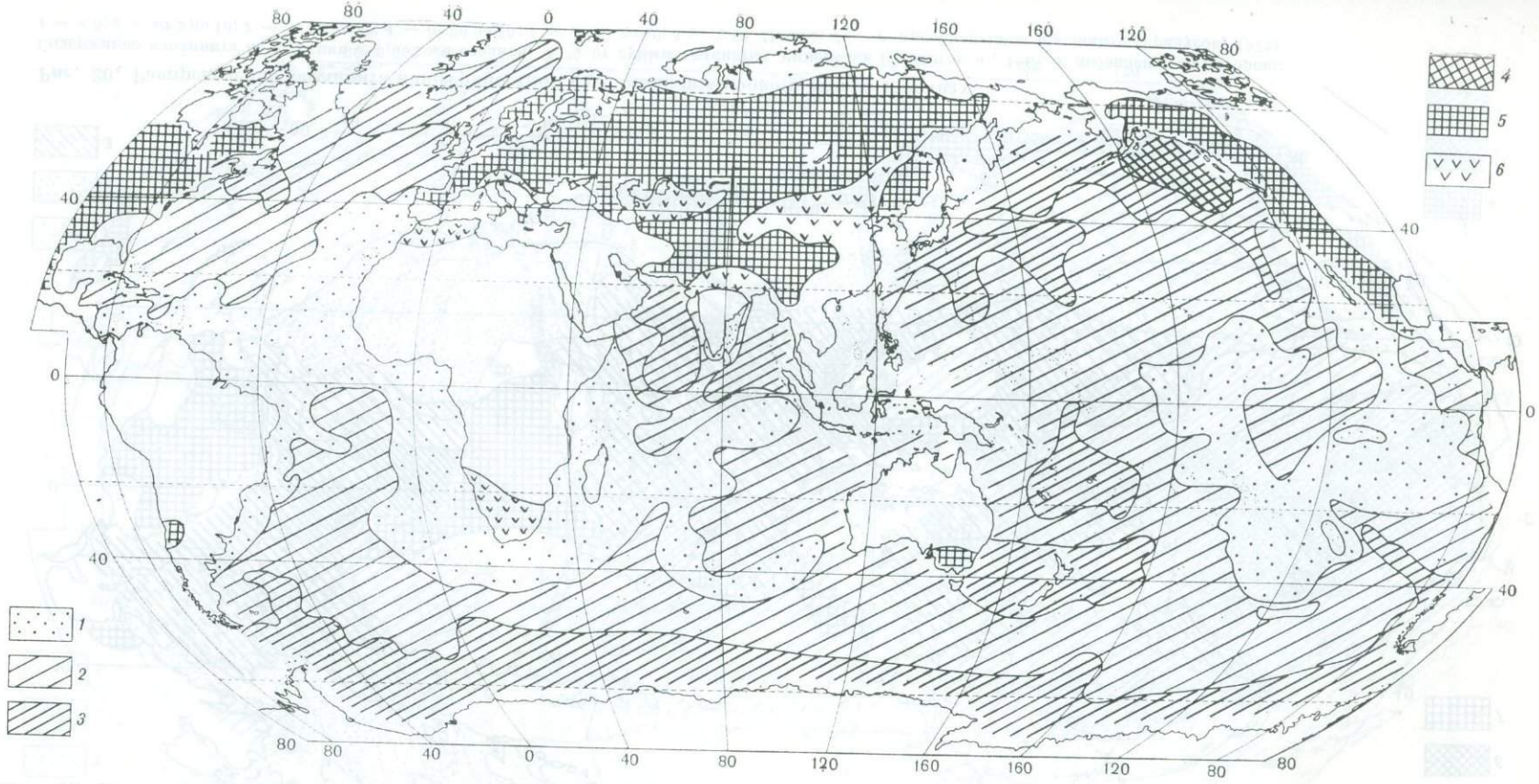


Рис. 19. Распределение хлорита в поверхностном слое осадков Мирового океана и почвах

Содержание хлорита во фракции < 0,002 мм осадков, в % от суммы глинистых минералов (Griffin e. a., 1968): *1* — < 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — >30. Почвы: *5* — с преобладанием гидрослюдисто-хлорит-смектитовых минералов (Градусов, 1975); *6* — с преобладанием хлорит-гидрослюдистых минералов (Градусов, 1975)

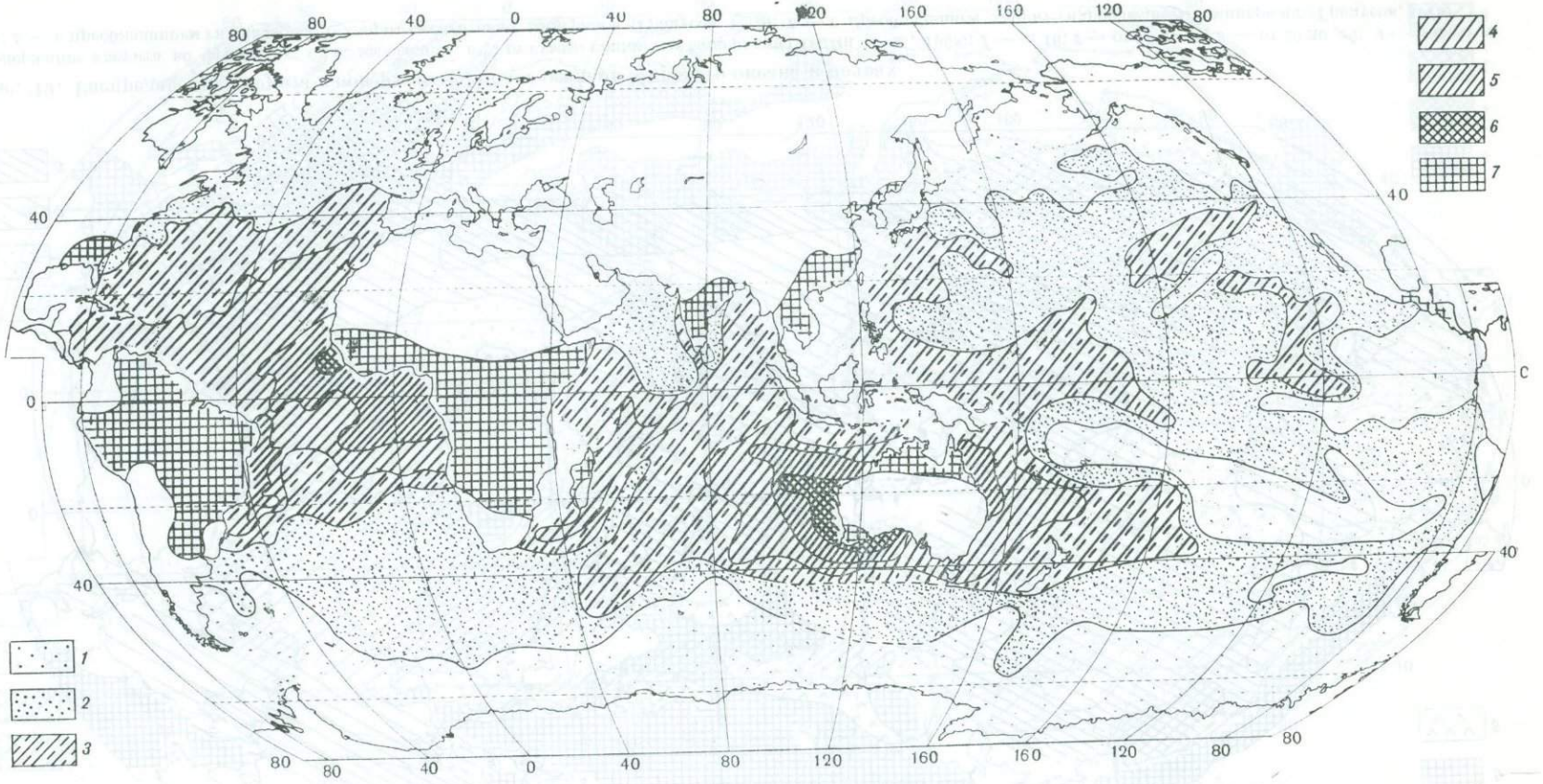


Рис. 20. Распределение каолинита в поверхностном слое осадков Мирового океана и почвах

Содержание каолинита во фракции < 0,002 мм осадков, в % от суммы глинистых минералов (Griffin e. a., 1968, с добавлениями авторов): *1* — <5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 30; *5* — от 30 до 40; *6* — >40. Почвы: *7* — с преобладанием каолинита (Градусов, 1975)

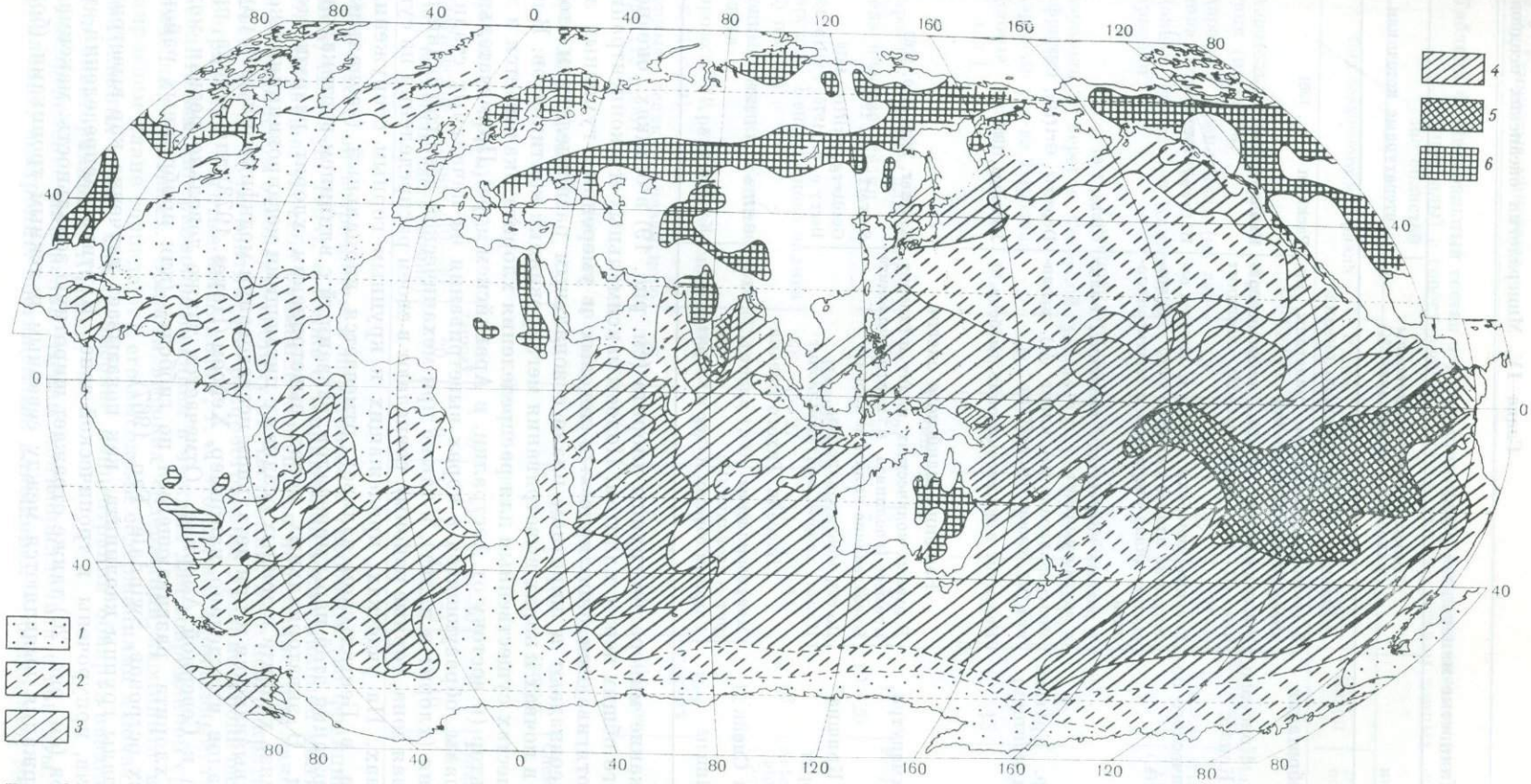


Рис. 21. Распределение монтмориллонита в поверхностном слое осадков Мирового океана и почвах

Содержание монтмориллонита во фракции < 0,002 мм осадков, в % от суммы глинистых минералов (Griffin e. a., 1968, с добавлениями авторов): *1* — < 20; *2* — от 20 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — >70. Почвы: *6* — с преобладанием монтмориллонита в верхних горизонтах (Gradusov, 1974)

Таблица 3. Глинистые минералы в реках мира

Реки	Тонкодисперсные минералы (в скобках — содержание, %)	Литературные источники
	Бассейн Атлантического океана	
Реки Великобритании (9 рек)	В основном обломочные минералы, немного иллита и каолинита	Packham e. a., 1961
Миссисипи, Колорадо, Рио-Гранде, Канзас	Монтмориллонит (25—50), смешанослойные (11—25), иллит (11—25), каолинит (4—10)	Kennedy, 1965
Реки атлантического побережья США	Главные минералы иллит и хлорит, содержание иллита падает к югу, где возрастает вклад каолинита и монтмориллонита	Hathway, 1972
Амазонка	В равных количествах каолинит, иллит и монтмориллонит	Gibbs, 1967
Ла-Плата (р. Уругвай, Парана и их притоки)	Монтмориллонит (34), иллит (44), каолинит (13), хлорит (8), гиббсит	Depetris, Griffin, 1968
Нигер	Каолинит и монтмориллонит, гиббсит	Porrenga, 1966
	Бассейн Индийского океана	
Ганг и Брахмапутра	В равных количествах иллит и хлорит, примесь каолинита и монтмориллонита	Kanwar, 1956; Rao, 1963
Инд	Преобладание иллита и хлорита	Stevart e. a., 1965
Годовари и Кришна	До 80% монтмориллонита	Goldberg, Griffin, 1970
Тигр и Евфрат	Иллит, хлорит, монтмориллонит	Berry e. a., 1970; Philip, 1968
	Бассейн Тихого океана	
Колумбия и Снейк	Монтмориллонит (58), иллит (28), хлорит + каолинит (18)	Griffin e. a., 1968
Хуанхэ и Янцзы	Главным образом иллит и хлорит	Knebell e. a., 1968

Содержание минералов группы хлорита (см. рис. 19) в осадках океанов имеет много общих черт с иллитом. Полосы максимальных его концентраций также протягиваются биполярно — в ледовых и умеренных гумидных зонах; они совпадают в широтном плане с зональным распределением этого минерала в почвах и корах выветривания мегапровинций континентов. В некоторых местах существенным для распределения хлорита оказывается и эоловый фактор (к востоку от Австралии, в Аравийском море). Примечательно, что минералы, образующиеся в корах выветривания на начальных стадиях ее развития (хлорит и иллит), а также при механической дезинтеграции пород (ледовая зона, горные районы), совпадают в своем распределении на суше и в океанах. На участках, прилежащих к крупным горным сооружениям (например, в Бенгальском заливе), отмечается аномальный (азональный) рост содержания этой пары минералов, связанный с влиянием вертикальной поясности. В экваториальных корах выветривания хлорит разрушается. Тесная связь хлорита в донных осадках с питающими мегапровинциями континентов выявляется и при детальном исследовании модификаций этой группы минералов, что сделано, например, Хейсом (Hayes, 1973) для района, прилежащего к Северной Америке. Отмечается также довольно редкая модификация хлорита, развивающегося по гиббситу (для прибрежных районов Гавайских островов, Swindale, Fan, 1967).

Минералы группы каолинита, как показывает изучение кор выветривания и почв, приурочены к тропической зоне. Картина распределения этих минералов (см. рис. 20) также отражает широтную зональность: максимальные содержания выявляются между северным и южным тропиками (более

Таблица 4. Минеральный состав аэрозолей в приводном слое океанов (тонкодисперсные минералы) в сопоставлении с минеральным составом донных осадков из тех же областей

Вид осадочного материала	Иллит	Хлорит	Каолинит	Монтмориллонит	Кварц	Литературные источники
Северная ледовая зона (Арктика)						
Аэрозоль из Канадской Арктики (из снега)	37	20	27	3	Нет данных	Muller e. a., 1972
Аэрозоль Гренландии (из ледника, поверхность)	53	20	27	—	То же	Windom, 1969
Донные осадки из Канадской Арктики	60	20	—	10	»	Caroll, 1970
Северная аридная зона (Атлантический океан)						
Аэрозоль у берегов Северной Африки	46—54	12—16	22—28	9—14	20	
Аэрозоль с о-ва Барбадос	41	10	32	16	10	Parkin e. a., 1970
Донные осадки (16° с. ш., 9° з. д.)	45	14	26	14	12—15	
Тихий океан						
Аэрозоль (среднее для 10 проб)	48	21	14	17	11	Ferguson e. a., 1970
Пелагические осадки	43	25	7	25	10—20	
Индийский океан						
Аэрозоль Бенгальского залива (23 пробы)	48	27	11	14	13	Aston e. a., 1973; Goldberg, Griffin, 1970; и др.
Донные осадки Бенгальского залива	31	15	13	41	12	
Аэрозоль Аравийского моря (о-в Муссон)	66	16	9	6	Нет данных	
Донные осадки Аравийского моря (19 проб)	43	25	6	27	То же	
Южная аридная зона. Атлантический океан						
Аэрозоль (5 проб)	46	21	25	14	Нет данных	Chester e. a., 1972
Тихий океан						
Аэрозоль (2 пробы)	Нет данных	1—3	5—11	5—30	6	Prospero, Bonatti, 1969
Пелагические осадки (10—30° ю. ш., восточная часть океана)	20	10	5—10	10—70	1—10	

20%). Здесь он встречается в парагенезе с гиббситом (во фракции больше 2 мкм) (Biscaye, 1964), а также с терригенной модификацией монтмориллонита. Обращает на себя внимание кажущееся нарушение этой закономерности в Индийском океане, к востоку от Австралии. Уже неоднократно указывалось, что здесь на континенте распространены древние тропические коры выветривания, богатые каолинитом, т. е. это случай аномальный, связанный с реликтовым минералообразованием в чуждых для современной среды климатических условиях. Области высоких содержаний каолинита в осадках в широтном плане совпадают с его высокими содержаниями в почвах и корах выветривания суши. Самые высокие концентрации обнаруживаются у берегов экваториальной Африки.

Распределение минералов группы монтмориллонита (смектиты, *Fe*-монтмориллонит, нонтронит; обогащенные: алюминием — бейделлит, магнием —

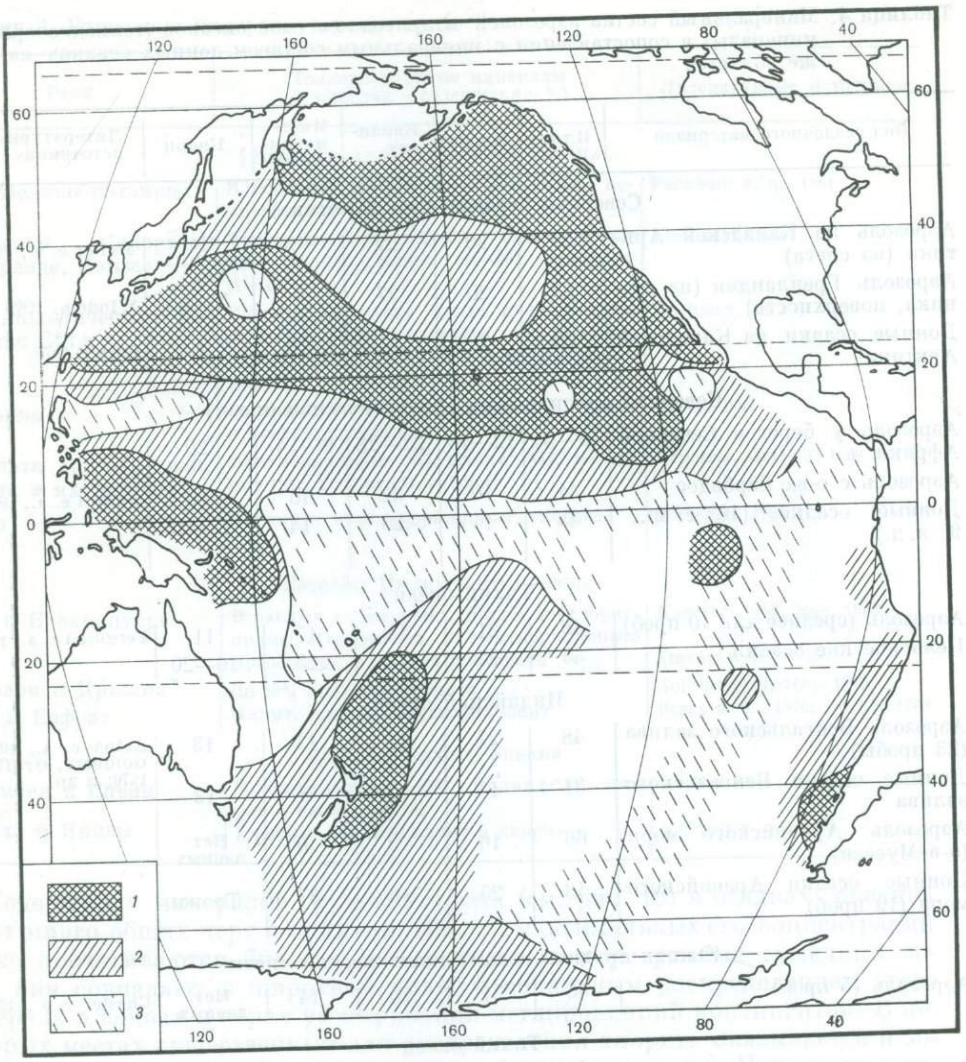


Рис. 22. Окристаллизованность глинистых минералов в поверхностном слое осадков Тихого океана

Окристаллизованность: *1* — хорошая; *2* — средняя; *3* — слабая

сапонит) (рис. 21) более сложно, чем для рассмотренных ранее трех групп минералов. Это связано, с тем, что существуют по крайней мере четыре генетические разновидности монтмориллонита в осадках, обусловленные тремя его источниками.

1. Терригенный монтмориллонит, образующийся, как и другие глинистые минералы, в корах выветривания и почвах суши. Четко терригенный источник монтмориллонита устанавливается, в частности, для западной части Бенгальского залива, куда впадают реки, размывающие коры выветривания деканских траппов (содержание монтмориллонита во взвеси этих рек до 76%, иллита — 14%, остальных глинистых минералов — менее 10% (Goldberg, Griffin, 1970).

2. Аутигенный Fe-монтмориллонит возникает в областях развития металлоносных осадков в Тихом океане (юго-восточная часть), в отдельных местах Атлантического и Индийского (близ срединных хребтов), в Красном море,

близ крупнейших разломов и отдельных вулканов. Обычно он очень плохо окристаллизован, его диагностика в ряде случаев дискуссионна (рис. 22).

3. Монтмориллонит, возникающий за счет подводного выветривания пирокластики. Обычен парагенез этого типа монтмориллонита с филлипситом, вулканическим стеклом, палагонитом.

4. Монтмориллонит, возникающий при гидротермальных изменениях осадков. Под воздействием гидротерм образуется монтмориллонит высокой степени окристаллизованности (Горбунова, 1974; Муравьев, 1974). Типично увеличение содержания MgO в таких монтмориллонитах от обычных для терригенной разности 2—3% до 10—13%, что свидетельствует о привносе вещества гидротермами.

Установлено также (Скорнякова и др., 1971), что широко распространены в океанских осадках смешанослойные образования монтмориллонита с иллитом, а нередко и с хлоритом. При количественных подсчетах (по методу П. Биская) в насыщенных глицерином образцах пики 18 Å очень слабые, хотя монтмориллонит явно преобладает. Большинство авторов (Nayudu, 1964; Peterson, Griffin, 1964; Peterson e. a., 1970; Perry, Hower, 1970; Скорнякова и др., 1973) считают, что эта разновидность возникает при изменении палагонита, т. е. за счет основного вулканического стекла.

В Красном море (Gonlart, 1976) выделяют четыре генетические модификации смектита:

1) гидротермальный (Fe-смектит), образованный аутигенно из рассолов; с ним связаны металлоносные осадки;

2) нормальный бейделлитовый монтмориллонит эолового происхождения;

3) смешанослойный монтмориллонит-хлоритовый тип, который образуется при подводном выветривании базальтовых стекол;

4) бейделлитовый тип, развитый по вулканическим стеклам, возможно, частично связан с поставкой с суши.

Диагностика различных генетических разновидностей монтмориллонита (связанных с континентальными, океанскими и переходными мегапровинциями) пока очень трудна, а в плохо окристаллизованных разностях часто вообще невозможна. А. Г. Коссовская (1975) предложила использовать особенности морфологии монтмориллонита в кернах бурения (на глубине более 300 м от поверхности). Однако наши данные по другим кернам и другим районам океанов не подтвердили этой специфики, так же как и повышенное содержание Fe (до 8%) не обязательно для вулканогенного монтмориллонита, оно типично и для терригенного, в частности для монтмориллонита выносов р. Миссисипи (Grim, 1953). Наиболее рациональным представляется выделение генетических типов монтмориллонита по парагенезам минералов.

Таким образом, в осадках океанов наибольшим распространением пользуются два минерала — иллит и монтмориллонит, их содержание в ряде мест достигает 70% от суммы глинистых минералов. Два других распространенных минерала — хлорит и каолинит — редко встречаются в количествах более 50% (часто их содержание менее 10%), тогда как обычный фон первых двух минералов в осадках не менее 20%.

Кроме рассмотренных четырех групп глинистых минералов, в осадках встречаются в меньших количествах и некоторые другие, в частности палыгорскит,— минерал, который на суше встречается в аридных областях. Палыгорскит обнаружен в эоловой взвеси из Тихого и Индийского океанов (Живаго, Богданов, 1974; Живаго, Серова, 1976) и в осадках аридных зон.

Итак, для глинистых минералов наиболее характерны следующие черты.

1. Они распространяются в осадках океана не хаотично и не пятнисто, а образуют закономерные полосы, вытянутые широтно или протягивающиеся в виде фрагментов во всех океанах; эти полосы биполярны (в особенности четко это видно для хлорита и иллита).

2. Выявляются две группы минералов с разной тенденцией распределения в осадках: минералы холодных и умеренных зон (распространенные за пределами северного и южного тропика) — хлорит и иллит; и минералы тропического пояса — каолинит, монтмориллонит, а также гиббсит (во фракции больше 2 мкм). Зональное распределение этих группировок соответствует климатической зональности, которая отражается в зональности кор выветривания. Таким образом, главнейшие черты ассоциаций глинистых минералов в осадках океанов определяются на суше, т. е. в главной своей части это, безусловно, минералы терригенные. В этом убеждает и изучение парагенезов глинистых минералов с другими тонкодисперсными минералами (в частности, кварцем, полевыми шпатами), а также сравнительный анализ речных взвесей, аэрозолей, водной взвеси в океане с донными осадками.

3. Кроме наиболее распространенной терригенной разности, встречаются еще и иные генетические разновидности (в частности, для монтмориллонита), но они лишь в отдельных случаях имеют существенное значение.

5.3. Комплексы и провинции тонкодисперсных минералов в осадках

По преобладанию той или иной группировки минералов в осадках (комплексу) могут быть выделены по крайней мере три широтных пояса — два высокоширотных (хлорит-иллитовых) и приэкваториальный (каолинит-монтмориллонитовый). В пределах этих поясов по особенностям сочетания глинистых минералов могут быть сделаны дальнейшие подразделения.

Важные черты распределения в осадках выявляются и для других осадкообразующих тонкодисперсных минералов (кварц, полевые шпаты, амфиболы и др.). Максимальное их содержание в пелагиали аридной области связано с эоловым переносом, что подтверждается сходством простирания и вещественного состава провинции эолового материала над океанами (см. рис. 3) и в донных осадках (см. рис. 14, 15). Удается, таким образом, выделить два пояса высокого, преобладающего содержания эолового материала в осадках, которые соответствуют в пелагиали положению осей струйных течений тропических широт (по 30° с. ш. и 30° ю. ш.), т. е. связаны с аридными зонами. Состав минеральных комплексов аридных зон (аэрозоля) определяется составом питающих провинций, и потому в пределах двух широтных поясов аэрозольного материала могут быть выделены более мелкие категории — подпровинции. В Арктике и Антарктике важную роль играют также тонкодисперсные минералы ледового комплекса, особенно типично доминирование полевых шпатов.

Совершенно очевидно, что таким образом, на основе изучения состава тонкодисперсных минералов и выявления их генезиса, могут быть выделены в океанских осадках обширные области, которые характеризуются сходными комплексами глинистых и других тонкодисперсных минералов. Эти комплексы в главных своих чертах сходны во всех океанах (например, высокоширотные хлорит-иллитовые с полевым шпатом, экваториальные и др.). Как уже отмечалось, они тесно связаны с климатической зональностью — с зональностью питающих провинций, механизмов транспортировки, динамики океана.

В пределах этих комплексов могут отмечаться некоторые отличия регионального порядка (определяемые различиями в составе пород водосборов, сочетаниями речных, эоловых и ледовых питающих провинций и др.). Для выявления этих особенностей, наряду с описанными выше минералами, использованы данные по менее распространенным минералам тонкодисперсной фракции (амфиболы, гиббсит и др.), отношения между минералами, данные по изотопному составу и по абсолютному возрасту минералов, которые позво-

ляют их маркировать. Максимальное содержание амфиболов по отношению к иллиту отмечается в тонкодисперсных фракциях полярных широт; здесь содержание амфиболов приближается к содержанию самого распространенного на этих широтах минерала — иллита (отношение 0,5—1), а местами и превышает его (более 1). В экваториальной зоне это отношение резко отлично и составляет менее 0,05. Используя эти и многие другие показатели, можно объективно выделить комплексы, провинции и подпровинции тонкодисперсных минералов в пределах Мирового океана (Лисицын, 1978).

Главных комплексов всего четыре: ледовый, умеренный гумидный, аридный и экваториальный гумидный. Поскольку все комплексы, кроме экваториального гумидного, занимающего осевое положение, биполярны, то общее их количество составляет 7, причем в соответствии с особенностями водосборов, поставки минералов и динамики для этих симметричных комплексов — северного и южного полушарий — выделяются свои черты, которые в более крупном масштабе различаются и в каждом из океанов (если сопоставлять детали в пределах одного комплекса). Это дает возможность, как и для обломочных минералов, выделить ряд провинций, которые показаны на рис. 23 дополнительными знаками по основной штриховке комплексов.

Ниже дается характеристика этих провинций, выделенных по преобладающим минералам, с учетом минералов-индикаторов. При описании комплексы обозначаются арабскими цифрами, провинции — римскими.

Ледовые провинции (I) — хлорит-иллитовые с полевыми шпатами (см. рис. 23). Хлорит составляет 20—30%, иллит — 30—50% от глинистых минералов, а полевые шпаты встречаются здесь в максимальных количествах, известных для осадков, —10—20% и более от осадка в целом (а не от суммы глинистых минералов!). Особенно четко полевошпатовая доминанта прослеживается в ледовых и холодных частях умеренных зон: от них к теплым частям идет очень быстрое снижение до значений меньше 10% (исключения имеют место в аридных зонах и близ вулканических центров).

Умеренные провинции (II) связаны с ледовыми постепенным, но отчетливым переходом. В комплексе глинистых минералов заметно снижается (до 10—20%) содержание хлорита и растет содержание иллита, что особенно ясно видно в материковом северном полушарии, где в умеренных зонах содержание иллита обычно более 50%, а в ряде мест и более 70%, т. е. для умеренных зон типична иллитовая доминанта. Влияние ледовых зон проявляется в обогащении хлоритом по мере продвижения к полюсам, а теплых — в обогащении каолинитом по мере приближения к экватору. Для умеренных провинций типичны высокие содержания тонкодисперсного кварца — 10—20%.

Аридные провинции (III) в силу особенностей самого механизма поставки осадочного материала более пестры. Провинции северного полушария выражены намного яснее, чем южного. Здесь особенно возрастает роль эолового тонкодисперсного кварца (по осям струйных течений от 10 до 30% от осадка), а также полевых шпатов (10—20%). Среди глинистых минералов обычно преобладание иллита — самого распространенного из глинистых минералов, но в ряде мест он уступает каолиниту и монтмориллониту. Сочетания этих трех минералов и определяют особенности провинций осадков аридных областей. Для северной аридной зоны Тихого океана (III—2) типичны очень высокие содержания иллита — обычно его более 50%, а монтмориллонита и каолинита очень мало. Это, таким образом, кварцево-полевошпатово-иллитовая провинция. В Атлантическом океане (III—1) это также область господства иллита, но с заметной примесью каолинита и монтмориллонита (до 20% каждого) в южной части. Важные минералы-индикаторы этой провинции — доломит и палыгорскит из Сахары.

По комплексам минералов аридной зоны южного полушария выделяются

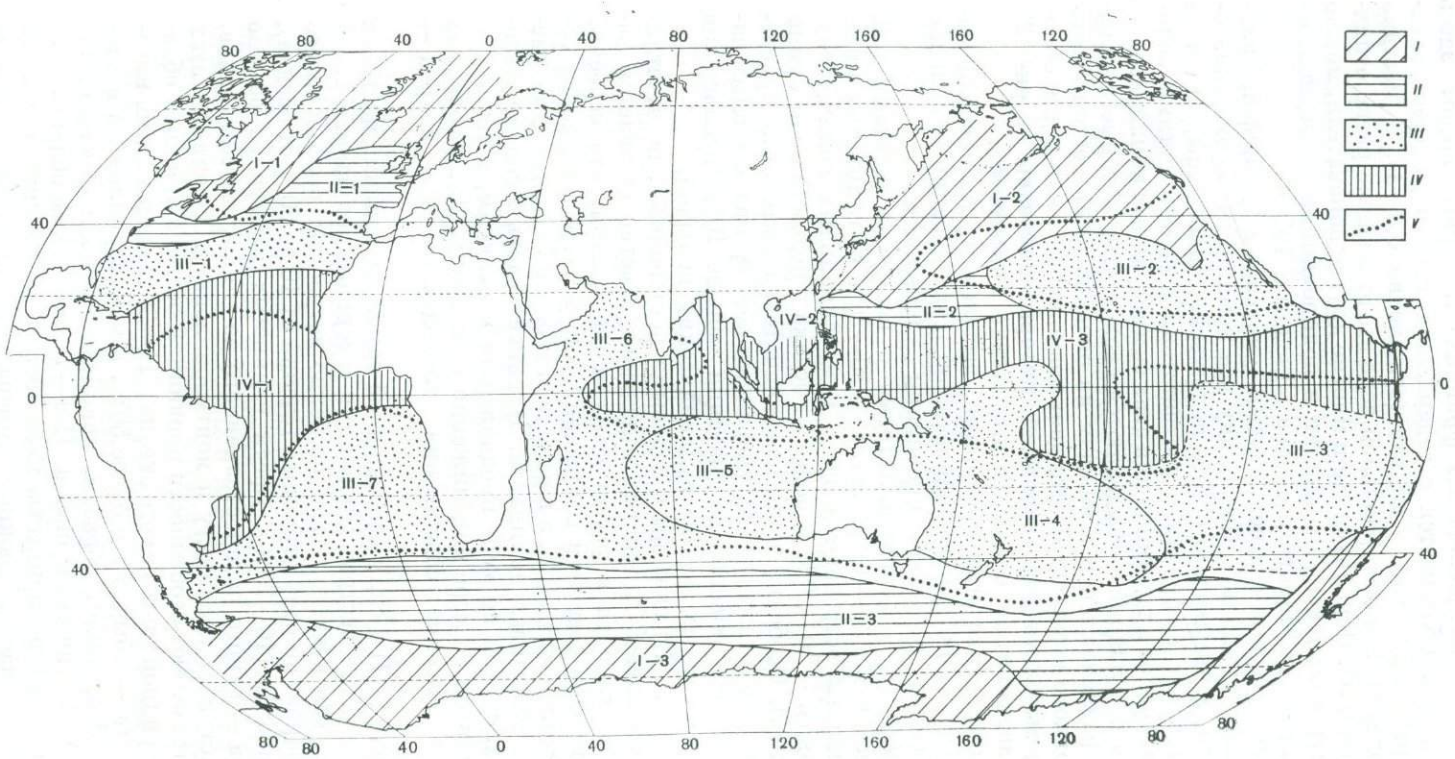


Рис. 23. Провинции и подпровинции тонкодисперсного (глинистого и обломочного) материала

I — провинции ледовые и холодных частей умеренных зон (хлорит-иллитовые с полевыми шпатами); подпровинции: *1* — северная атлантическая; *2* — северная тихоокеанская; *3* —южная (для всех океанов); *II* — провинции теплых частей умеренных зон (иллитовые с тонкодисперсным кварцем и пониженным содержанием полевых шпатов); подпровинции: *1* — северная атлантическая; *2* — северная тихоокеанская; *3* — южная (для всех океанов); *III* — провинции аридные (иллит-каолинит-монтмориллонитовые с кварцем, доломитом, палыгорскитом); подпровинции: *1* — северная атлантическая; *2* — северная тихоокеанская; *3* — южная тихоокеанская; *4* — восточно-австралийская; *5* — западно-австралийская; *6* — аравийская; *7* — южная атлантическая; *IV* — провинции экваториальные (каолинит-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые, бесполевошпатовые; с кварцем и гиббситом в Атлантическом и Индийском океанах); подпровинции: *1* — атлантическая; *2* — зондская; *3* — тихоокеанская; *V* — границы климатических зон (Лисицын, 1974б)

районы, прилежащие к Австралии (III—4 и III—5) и южной части Тихого океана (III—3). Для южной части Тихого океана типично очень высокое содержание монтмориллонита (более 50%, в ряде мест более 70% от глинистых минералов) при очень низком (менее 5%) другого минерала теплых зон — каолинита. Содержание иллита здесь в пределах 20—30%, с ростом в сторону суши. Это, таким образом, иллит-монтмориллонитовая провинция с полевыми шпатами (10—20%).

Близ Австралии в Тихом океане протягивается полоса (III—4), связанная с развеиванием пустынь Австралии,— это провинция каолинита (10—20%, а с приближением к суше более 40%), иллита (20—30%), а также хлорита (20—30%) на фоне довольно высокого содержания монтмориллонита (30—50%), типичного для всей этой зоны. Таким образом, на монтмориллонитовом фоне вырисовывается очень четкая аридная провинция Австралии. В соответствии с ветрами часть ее направлена на восток (III—4), другая часть — на запад (III—5), для Индийского океана типично поступление тонкодисперсного кварца — 10—20%.

Резко отличается южная аридная зона Атлантического океана (III—6) — здесь очень мало каолинита (5—10%) и хлорита (меньше 10%). Комплекс определяется преобладанием иллита (40—50%) с подчиненным количеством монтмориллонита (20—40%); кварца, как и в других аридных зонах, от 10 до 30% от осадка. Комплекс, таким образом, монтмориллонитово-иллитовый с кварцем.

Еще одна особенность типична для минерального состава осадков аридных зон — широкое развитие в них филлипсита, особенно в южных зонах, характеризующихся минимальными скоростями седиментации. Цеолиты, как и монтмориллонит, связаны с преобразованием тонкодисперсных стекол в осадке.

Для *провинции экваториальной гумидной зоны* (IV) во всех трех океанах характерен один комплекс, в котором доминируют два минерала — каолинит и монтмориллонит; встречается и гиббсит (только во фракции 2—20 мкм). Широко распространенный в других климатических зонах иллит теряет здесь свою роль: в Тихом океане его в этой зоне обычно менее 20%, в Атлантическом и Индийском — 30—40% и только близ устья Амазонки, выносящей иллит из горных районов,— до 50%. Для экваториальной зоны Тихого океана (IV—3) весьма характерно преобладание монтмориллонита — его здесь 50—70% и более; каолинита обычно 10—12%, и только в зоне, находящейся под влиянием материка Австралия, содержания его достигают 20—40%.

В Атлантическом океане (IV—1), близ участков суши с хорошо развитыми корами выветривания (в Африке и Южной Америке), для экваториальной зоны типичны очень высокие (до 40% и более) содержания каолинита, концентрация монтмориллонита намного ниже, чем в Тихом океане (20—30%); велика также роль иллита (от 30 до 50%). Экваториальная провинция Индийского океана (IV—2) сходна с провинцией Атлантического: высокое содержание каолинита, связанного с Австралией, пониженное — монтмориллонита и довольно заметное — иллита. Таким образом, провинции экваториальной зоны каолинит-монтмориллонитовые или монтмориллонит-каолинитовые, нередко со значительным количеством иллита.

Интересна картина распределения кварца и полевых шпатов в экваториальной зоне. Для полевых шпатов характерны очень низкие значения, за исключением областей вулканизма, где главная часть тонкодисперсных полевых шпатов в этих зонах вулканогенная. Поскольку при тропическом выветривании происходит разрушение почти всех минералов, за исключением кварца, можно было бы ожидать здесь повышенного его содержания, чего не отмечается для пелагических областей, но что очень четко проявляется в периферических частях океанов, где обогащение кварцем затрагивает круп-

нозернистую часть осадка. Тонкозернистый кварц пелагиали связан главным образом с эоловым разносом, причем в экваториальных зонах кварца меньше, чем в других зонах океана (см. рис. 13).

Из сказанного следует, что в пелагических океанских осадках прослеживается закономерное зональное сочетание тонкодисперсных (глинистых и обломочных) минералов, тесно связанное с зональностью их поставки с суши и через нее — с климатической зональностью. Другая связь с климатической зональностью — через системы транспортировки осадочного материала — по воздуху и по воде. В соответствии с общими закономерностями динамики атмосферы и гидросферы характерно преобладание широтной составляющей переноса. Сочетание зональных особенностей поставки с зональными особенностями распределения и создает зональность провинций тонкодисперсных минералов в осадках. Среди сходных по своим комплексам биполярных провинций при детальном исследовании могут быть выделены также и многочисленные подпровинции, отражающие региональные и локальные особенности подготовки и транспортировки осадочного материала. Закономерное и биполярное распределение провинций глинистых и тонкодисперсных обломочных минералов — одно из выражений зональности современной седиментации.

§ 6. БИОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы, образующиеся в морях и океанах в результате жизнедеятельности организмов (растений и животных), некоторыми исследователями относятся к группе аутигенных. В своей генетической классификации минеральных компонентов В. П. Петелин (1971) пришел, по-видимому, к более рациональному заключению о выделении их в самостоятельную — биогенную — группу, которая вместе с гидрогенными (хемогенными), эдафогенными подводновулканогенными и собственно-аутигенными минералами составляют более общую категорию автохтонных компонентов морских водоемов.

Биогенные минералы представляют собой твердые, сохраняющиеся в осадках остатки организмов планктона, нектона и бентоса. Все они образованы путем экстракции в процессе жизнедеятельности растворенных веществ из океанской воды. Наиболее широко распространены, имея осадкообразующее значение, карбонаты кальция (кальцит, арагонит, магнезиальный кальцит) и опал. Из других минеральных образований важны фосфаты костного детрита. Изредка встречаются в небольших количествах минерализованные формы органических веществ (хитин, кероген), целестин и немногие другие.

6.1. Карбонаты

Из всей массы карбонатных минералов океанских осадков не менее 95% составляют биогенные карбонаты (Лисицын, 1978), а из последних абсолютное большинство представлено кальцитом, продуцируемым двумя группами планктонных микроорганизмов — фораминиферами и наннопланктонными известковыми водорослями (кокколитофоридами). Количественный вклад карбонатных аутигенных минералов в океанскую седиментацию (в % от осадка и в абсолютных массах) показан в работе А. П. Лисицына (1978). В среднем осадки поверхностного слоя океанов содержат 29,51% $CaCO_3$ (данные 1500 анализов), а для всей осадочной толщи океанов — 42,95% (данные 3369 анализов). Подсчеты абсолютных масс по картам показывают, что главная часть $CaCO_3$ (карбонатных минералов) в океанах осаждается не на шельфах, а в пелагиали. Из ежегодного стока $CaCO_3$ в океан с суши (1,36 млрд. т) в пелагиали, по нашим подсчетам на основе карт абсолютных масс, осаждается 1,079 млрд. т (т. е. около 80% $CaCO_3$, поступающего в океа-

Таблица 5. Минеральный и химический составы карбонатных скелетов организмов (Chave, 1954; Revelle, Fairbridge, 1957; Lowenstam, 1954; Вольф и др., 1971)

Организмы	Минеральный состав			Химический состав, %	
	арагонит	кальцит	магнезиальный кальцит	$MgCO_3$	$SrCO_3$
Фораминиферы:					
бентосные	Р	—	Р	0,3—15,9	—
планктонные	—	0	—	0,3—0,9	—
Губки	—	—	0	5,5—14,1	0,4
Кораллы:					
альционарии	Р	—	0	6,5—14,9	—
мадрепоровые	0	—	—	0,12—0,76	0,5—1,5
Мшанки *	0	0	0	Среднее около 4,0	0,4—1,0
Брахиоподы	—	0	Р	От 3 до 8, среднее 4,0	0,25
Иглокожие	—	0	—	4,5—11,7	
Моллюски:					
гастроподы	0	0	—	0,71—2,4 **	0,2—0,4
пелециподы	0	0	—	1,3—2,8 **	0,2—0,4
цефалоподы	0	—	Р		
Аннелиды	0	—	0	1,0—10,8	0,45—1,1
Артроподы (членистоногие):					
декаподы	—	0	Р	—	—
остракоды	—	0	Р	—	—
усоногие раки (балянусы)	—	0	Р	—	—
Водоросли:					
бентосные	0	—	0	До 36,3 ***	Около 3—4
планктонные	—	0	—	—	—

Примечание. Р — редко, 0 — обычно.

* При температуре вод более +5° С — арагонит, при более низкой — магнезиальный кальцит и кальцит.

** Значение для раковин кальцитового состава, для арагонитовых обычно 0,09—0,27%.

*** Для литотамнии среднее 12%, для зеленой водоросли халимеда — 0,02—1%.

ны с континентов). Другие карбонатные минералы имеют резко подчиненное значение и развиты главным образом в мелководных условиях.

Кальцит наннопланктона и планктонных фораминифер отличается низкой магнезиальностью — содержание $MgCO_3$ в нем ниже 1% (табл. 5) (Savin, Douglas, 1973). Распространение его в современных осадках Мирового океана (в процентном выражении от массы осадка), если исключить узкие полоски мелководий и небольшие ареалы распространения птероподовых осадков на глубинах менее 2000 м, повторяет картину распределения суммарного биогенного $CaCO_3$. Максимальное содержание в высококарбонатных кокколитово-фораминиферовых осадках 95—99%, минимальное близко к аналитическому нулю.

Несмотря на широкое распространение карбонатного материала в виде примеси к океанским осадкам от северного до южного полярного круга, а местами и в полярных областях, высокие содержания карбонатных минералов (более 90%) оказываются приуроченными только к аридным зонам и

лишь в виде отдельных пятен встречаются в экваториальной. В других местах содержание карбонатных минералов обычно на уровне мергелистых отложений (30—70% $CaCO_3$).

Содержание кальцита (за пределами мелководий) контролируется тремя главными факторами: 1) продукцией планктонных кальцитсегрегирующих организмов, тесно связанной с первичной продукцией фитопланктона; 2) разбавлением оседающего на дно планктонногенного кальцита некарбонатным осадочным материалом, главным образом терригенным; 3) растворением кальцита на дне в недонасыщенных им придонных водах, начинающемся на глубине около 3 км (на уровне лизоклина) и завершающемся на критической (компенсационной) глубине карбонатонакопления. Влияние последнего — решающее, содержание кальцита ниже критической глубины быстро сходит к нулю, и только при быстром переотложении (в турбидитах) возможно нахождение биогенного кальцита ниже этой глубины. Вопросы сущности критической глубины и закономерностей его изменения детально изложены в ряде публикаций (Тихий океан..., 1970; Лисицын, 1974б, 1978; и др.) и здесь не рассматриваются. Укажем лишь, что в планетарном масштабе величина ее возрастает по направлению от высоких широт к экватору и от приконтинентальных акваторий к пелагическим, меняясь в пределах от 1—2 до 4,5—5 км, редко глубже.

Кроме кокколитофорид и планктонных фораминифер, низкомагнезиальный кальцит ($MgCO_3$ менее 5 мол.%) синтезируется еще многими группами бентосных организмов — двустворчатых моллюсков, значительной части донных фораминифер, некоторых гидрокораллов и ракообразных. Бентогенный кальцит является осадкообразующим в мелководных известковых осадках — ракушечных разнодетритовых. При этом в тропических широтах он ассоциирует с количественно преобладающими арагонитом и магнезиальным кальцитом, а в холодноводных условиях является главным бентогенным карбонатом.

Арагонит — второй по распространенности и осадкообразующему значению биогенный карбонатный минерал океанских осадков. Арагонитовые скелетные части имеют некоторые зеленые, бурые и красные известковые водоросли, небольшая часть донных фораминифер, некоторые гидрокораллы, один отряд альционарий, некоторые черви и мшанки, а главное — все шестилучевые кораллы, пелагические моллюски (птероподы, гетероподы), большинство донных моллюсков. Кроме того, арагонит слагает отолиты рыб.

Биогенный арагонит по кристаллическому строению аналогичен обычному, но отличается несколько по оптическим свойствам. По данным О. Бёггильда (Böggild, 1930), изучившего арагонит раковин моллюсков, его $2V = 27°$, $Ng = 1{,}662$, $Nm = 1{,}659$, $Np = 1{,}523$. Растворимость арагонита в морской воде выше, чем кальцита, но обычно ниже растворимости магнезиального кальцита. Этим определяется главная закономерность его распространения в океане — относительная мелководность по сравнению с кальцитом.

Распространение биогенного арагонита контролируется его критической глубиной, которая всегда гипсометрически выше (обычно в 1,6 раза), чем критическая глубина кальцита, а также биогеографическими закономерностями (климатической зональностью) развития арагонит-сегрегирующих организмов. Большинство последних — тепловодные. Наиболее мощные накопители арагонита — мадрепоровые кораллы, известковые водоросли (особенно Halimeda), а из пелагических — птероподы, населяют тропическую зону, где и образуются биогенные осадки, состоящие в значительной степени из арагонита. Прежде всего сюда относится комплекс коралловых рифов, минералогическое влияние которых сказывается на склонах коралловых атоллов и барьерных рифов до глубин 2—3 км (Петелин, 1965). Макси-

мально до 2,5—3,5 км сохраняются арагонитовые раковины птеропод. В холодноводных условиях критическая глубина арагонита находится в пределах шельфа или даже выходит на нулевой уровень, т. е. сохранение арагонита в осадках вообще невозможно.

Магнезиальным кальцитом называется в данном случае кальцит, содержащий более 5 мол.% (более 4,3 вес.%) $MgCO_3$ в твердом растворе. Магний беспорядочно замещает в решетке этих карбонатов часть Ca. Магнезиальный кальцит неустойчив в условиях земной поверхности (Goldsmith, 1959). Он может зарождаться и существовать в гипергенезе только как биогенный минерал, в виде скелетных частей морских организмов. В биогенном магнезиальном кальците содержание $MgCO_3$ изменчиво, может достигать 30% и даже более (в тропических литотамниях). Высокомагнезиальные твердые кальцитово-доломитовые растворы метастабильны и с течением времени замещаются кальцитом.

Магнезиально-кальцитовые скелетные части свойственны красным водорослям, встречаются у донных фораминифер, губок, альционарий, червей, мшанок, брахиопод, ракообразных, моллюсков рода Argonauta и почти всех иглокожих. В значительных количествах магнезиальный кальцит синтезируется только на мелководиях, главным образом в тропических широтах. Значительную осадкообразующую роль наряду с арагонитом он играет в рифовых комплексах, преимущественно за счет водорослей. Минерал этот еще менее устойчив к растворению, чем арагонит, и полностью выходит из состава осадков на глубинах 2—3 км, а обычно меньше.

Таким образом, в развитии биогенных карбонатов можно видеть яркие проявления как вертикальной, так и климатической зональности. Климатическая зональность наиболее отчетливо проявлена на верхней батиметрической ступени — на шельфах и верхней части континентальных (островных) склонов. В ледовых зонах из четырех широко распространенных в природе карбонатных минералов — кальцита, арагонита, высокомагнезиального кальцита и доломита — встречается только один — кальцит, причем нигде он не является осадкообразующим минералом, это только примеси к обломочным и глинистым минералам. В умеренных зонах господство кальцита сохраняется, в теплых их частях все чаще встречается арагонит (моллюски, мшанки). В аридных зонах наблюдается господство арагонита и магнезиального кальцита. В экваториальной зоне доминируют те же минералы и кальцит.

По вертикали удается проследить три сменяющихся уровня карбонатных минералов. Верхний (от 0 до 200 м) с максимальным разнообразием минералов и с особенно четко выраженной их климатической зональностью. Средний — от 200 м до 3,5 км, где быстро исчезают нестойкие карбонатные минералы — арагонит и магнезиальный кальцит. Нижний — на глубинах более 3,5 км, а по периферии зон арагонита и магнезиального кальцита значительно меньше — господство только одного карбонатного минерала — кальцита.

Вертикальная зональность распределения карбонатных минералов тесно связана с климатической: критические глубины для кальцита, арагонита и магнезиального кальцита на разных широтах располагаются на разных уровнях — выше всего для арагонита и магнезиального кальцита, ниже для кальцита (Лисицын, 1978). В ледовых и холодных частях гумидных зон критические глубины распространения этих минералов выходят к поверхности, их накопление здесь невозможно.

Критической глубиной распространения кальцита определяется возможность проникновения карбонатных минералов на максимальные глубины в океане; чаще всего эта глубина составляет около 4,5 тыс. м, но в экваториальной зоне достигает максимальных значений — до 5—6 тыс. м.

6.2. Опал

Главное значение в его накоплении, безусловно, играют диатомовые водоросли, меньшее значение имеют радиолярии, спикулы губок. По пока немногочисленным данным биогенные опалы различаются по обводненности молекулы опала ($SiO_2 \cdot nH_2O$): чем выше содержание воды, тем меньше стойкость к растворению. Наибольшей стойкостью отличаются раковинки радиолярий и спикулы губок.

Количественный вклад кремнистых аутигенных (биогенных) минералов в океанскую седиментацию (в % и в абсолютных массах) показан в работе А. П. Лисицына (1978). В среднем осадки поверхностного слоя океанов содержат 4,6% $SiO_{2\text{аморфн}}$, а вся осадочная толща океанов —2,4%. Роль опаловых минералов в океанской седиментации значительно меньше, чем карбонатных (по абсолютным массам в 6 раз).

В отличие от карбонатных минералов главное накопление опала идет не в пелагиали, а на шельфах: из 0,46 млрд. т $SiO_{2\text{ аморфн}}$, ежегодно поступающих с континентов в океан, в пелагиали накапливается в год только 0,172 млн. т (37,4% от стока), а около 63% осаждается в апвеллингах и на шельфах. Апвеллинги возникают в прибрежных районах аридных зон под действием развитых здесь пассатных ветров. Главнейшие из них: Перуанско-Чилийский, Калифорнийский, юго-западной Африки, северо-западной Африки, Аравийский.

В распределении опала (Лисицын, 1978) устанавливается четкая широтная зональность: выявляются три пояса кремненакопления в пелагиали (два умеренных и один экваториальный), за их пределами кремнистый материал играет роль лишь примеси к осадкам. На шельфе кремнистые отложения встречаются в гумидных зонах (Охотское и Берингово моря), но в наибольших количествах; в аридных же зонах, в отдельных их частях, ограниченных по положению,— только близ западных берегов материков, где возникают апвеллинги. Так же как и карбонатные биогенные минералы, биогенные опаловые образования резко отличаются по морфологии — для каждой климатической зоны характерен особый набор (парагенез) опаловых остатков. Изотопный состав кислорода в молекуле опала тесно связан с температурой и, так же как и для карбонатов, используется для выяснения палеотемператур.

6.3. Фосфаты

Биогенные фосфаты представлены в океанских осадках коллофаном костного детрита, зубов, слуховых косточек нектонных организмов, при раскристаллизации которого (в процессах диагенеза) образуется апатит. В океане имеются два типа обогащения осадков биогенным коллофаном. Первый связан с высокой биологической продуктивностью и, в частности, продукцией рыб в зонах апвеллингов, где обилие ихтиофауны в сочетании с эпизодическими массовыми заморами обеспечивает поставку на дно в больших количествах костей, зубов и чешуи рыб. Здесь они становятся в определенных фациях осадкообразующими (Батурин, 1978; см. также главу VIII).

Второй, пелагический максимум коллофана гораздо менее выражен (обычно доли процента в алевритовой фракции), но имеет важное фациальное значение. Он приурочен к эвпелагическим глинам, отличающимся предельно низкими скоростями накопления. Это типичный пример пассивной концентрации минерального компонента, отличающегося ничтожными абсолютными массами, но проявляющегося на фоне весьма малой поставки других (разбавляющих) компонентов. Коллофан пелагических глин представлен главным образом бесформенными, частично растворенными фрагментами

костного вещества размера алеврита и сравнительно хорошо сохранившимися зубами как крупными (до нескольких сантиметров), так и микрозубами (менее 1 мм).

6.4. Комплексы и провинции биогенных минералов

Из приведенных материалов следует, что биогенные минералы — карбонатные и опал — играют очень существенную роль в пелагической седиментации. В среднем для пелагиали Мирового океана они дают от 34% для современных осадков до 45% для всей осадочной толщи океанов, т. е. их вклад составляет от $^1/_3$ до $^1/_2$ всего минерального материала, накапливающегося на дне. Еще более убедительные цифры дает сопоставление значений абсолютных масс, приведенные выше.

Тесная связь биогенных минералов с первичной продукцией приводит к тому, что высокие абсолютные массы их в донных осадках образуют широтно вытянутые пояса с максимальными значениями в зонах высокой первичной продукции (двух умеренных и экваториальной). Для опала эта широтная приуроченность четко выражена и на картах его процентного распределения, для $CaCO_3$ картина сложнее из-за наложения вертикальной зональности.

Сопоставляя опаловые и карбонатные пояса (по абсолютным массам, Лисицын, 1978), можно выделить зоны с закономерными сочетаниями карбонатных и опаловых минералов — биогенные минеральные комплексы. Для выделения комплексов представляется важным использовать не только собственно минеральный состав, но также и морфологию биогенных частиц, принадлежность к определенным группам и видам организмов, их породивших, т. е. учитывать танатоценозы карбонатных и кремнистых организмов.

При таком в известной мере условном подходе кажущееся однообразие биогенных минералов пелагических областей (представленных практически двумя минералами — кальцитом и опалом) заменяется закономерной картиной смены комплексов, основными носителями которых служат сочетания видов наиболее распространенных осадкообразующих организмов с карбонатной (кокколиты, фораминиферы) и кремневой (диатомеи, радиолярии) функцией.

В итоге в океане выделяются, с одной стороны, вертикальные комплексы биогенных минералов, смена которых связана с глубинными экологическими зонами развития донного населения и с критическими глубинами кальцита, арагонита, магнезиального кальцита, а с другой стороны, широтные комплексы: ледовые, умеренные, аридные и экваториальные (Лисицын, 1978), различающиеся по систематическому составу организмов (а значит, по форме выделения минералов), а также по количественным соотношениям опала и кальцита.

В мелководных комплексах, наиболее разнообразных минералогически, доминируют бентогенные минералы, отражающие условия придонных вод, где обитают бентосные организмы. Питающей провинцией глубоководных планктоногенных минералов служит толща океанских вод; главная масса их продуцируется в верхнем (деятельном) слое. Здесь формируется и основа их комплексов в виде пелагических биоценозов. Трансформируясь в результате растворения части форм, они проектируются на дно, где образуют широтно вытянутые полосы (биогенно-минералогические провинции), сменяющиеся по отношению к экваториальной зоне биполярно. Эти климатически-зональные полосы планктоногенных минеральных комплексов отражают физико-химическую среду уже не на дне, а в поверхностных слоях океанских вод, что давно используется для палеоокеанологических реконструкций.

§ 7. АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

В данном параграфе мы рассмотрим минеральные новообразования нелитифицированных, главным образом глубоководных океанских осадков, возникающие в результате химических (отчасти биохимических) реакций на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза, заключенные в поверхностных слоях осадочной толщи. Сюда входят хемогенные (гидрогенные) осадочные минералы, выпадающие химически из придонных вод, гальмиролитические, образующиеся при взаимодействии твердой фазы осадков с придонной водой, и раннедиагенетические, формирование которых протекает внутри осадков в реакциях с поровыми растворами. Включены только те минералы, которые образуются в условиях нормальных для дна океана температур и концентраций химических элементов в растворах, без явного влияния подводных эксгаляций или повышенных температур, связанных с вулканизмом.

Подобно любым минеральным новообразованиям горных пород, аутигенные минералы осадков выражают общую тенденцию многофазной природной системы (осадок с неравновесными между собой минеральными фазами, придонные и поровые растворы) к термодинамическому равновесию в определенных физико-химических параметрах среды. Они чутко реагируют на изменения этих параметров — pH, Eh, концентрации (активности) растворенных компонентов и др., а следовательно, пригодны для решения обратной задачи морской литологии — палеореконструкции условий седиментации и раннего диагенеза по минеральным парагенезам.

Исследование аутигенных минералов глубоководных океанских осадков ведет свое начало с работ экспедиции «Челленджера». В трудах этой экспедиции (Murray, Renard, 1891) описаны такие аутигенные новообразования, как железомарганцевые конкреции, филлипсит, барит и некоторые другие. В дальнейшем проводились как специальные исследования отдельных аутигенных минералов, так и региональные работы, в которых наряду с другими минералами авторы упоминают хемогенные и диагенетические новообразования. При этом имеются лишь очень немногочисленные сводные работы, где рассматриваются вопросы парагенезов аутигенных минералов, их приуроченности к определенным фациям или природным зонам.

Список выявленных к настоящему времени достоверно или предположительно аутигенных минералов океанских осадков довольно велик, включает такие группы, как окислы и гидроокислы, сульфиды, сульфаты, карбонаты, фосфаты, водные и безводные силикаты. Широко распространены и значимы как осадкообразующие из них, однако, немногие.

Главный фактор, контролирующий парагенезы аутигенных минералов,— наличие или отсутствие редукционной зоны осадков. Восстановительная среда создается на раннедиагенетической стадии литогенеза, как известно (Страхов, 1960—1962, 1976в), за счет энергии разложения захороненного в осадках реакционноспособного органического вещества. Количество и активность последнего в свою очередь находится в тесной зависимости от биологической продуктивности вод и скоростей терригенного осадконакопления (быстроты захоронения). Отсюда вытекает приуроченность восстановленных осадков к приконтинентальным, а окисленных (т. е. осадков, не подверженных редукции и связанному с ней диагенезу) — к пелагическим областям. Аутигенные минералы реагируют на это различие формированием двух крупных парагенетических ассоциаций: 1) минералов осадков приконтинентальной области с редукционной зоной (она включает и моря) и 2) пелагических (океанских, без редукционной зоны). К первой относятся силикаты (глауконит, шамозит), сульфиды (гидротроилит, пирит) и карбонаты (сидерит, родохрозит, кальцит), а также фосфаты, мелководные Fe-Mn конкреции; ко второй — минералы гидроокислов железа и марганца, большинство цеолитов

(филлипсит, гармотом), сульфатов (барит, целестобарит, гипс), палагонит, аутигенный монтмориллонит, а также редкие проблематичные находки аутигенных полевых шпатов, рутила, циркона и некоторых других.

7.1. Цеолиты

Цеолиты представляют собой наиболее широко распространенную группу аутигенных минералов океанских осадков, в ряде случаев они имеют осадкообразующее значение. На первом месте как по частоте встречаемости, так и по обилию стоит филлипсит. Кроме него, в поверхностных слоях океанских осадков описаны клиноптилолит, гармотом, ферригармотом, в единичных случаях — натролит (?), гейландит, томсонит, десмин (?)

Филлипсит встречается в разнообразных пелагических осадках — глинистых, карбонатных и кремнистых (Петелин, 1965; Тихий океан..., 1970), изредка его можно найти и в терригенных гемипелагических глинах. Высокие концентрации (более 10%, максимально до 50—70%), однако, приурочены только к эвпелагическим глинам областей минимальных скоростей осадконакопления (Arrhenius, 1963; Петелин 1965; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Лисицына, Бутузова, 1976; Железо-марганцевые конкреции..., 1976; см. также главу III, § 6).

Филлипсит встречается в виде шестоватых кристаллов размером от нескольких микронов до 1—2 мм, сростков (часто крестообразных), сферолитоподобных агрегатов и микродруз. В пелагических глинах обычны скелетные кристаллы с обильными включениями глинистого вещества, палагонита, гидроокислов Fe и Mn. Наблюдаются зональные кристаллы, причем на границах зон сосредоточены инородные включения. Описаны многочисленные случаи роста кристаллов филлипсита на зернах палагонита, образования филлипситово-глинистых сферолитов.

Филлипсит в пелагических осадках, либо рассеян, либо концентрируется в виде скоплений неправильной формы, гнезд, линз, инкрустаций на стенках микропустот и пор, описанных в пелагических глинах северной части Тихого океана (Лисицына, Бутузова, 1976). В районах преимущественного распространения цеолитовых осадков кристаллы его прорастают всю массу глинистого ила (цеолитовые глины) или образуют слои и линзы, почти нацело сложенные кристаллами, сферолитами и друзами филлипсита (цеолититы) (Скорнякова и др., 1971, 1973). Чистые кристаллы филлипсита бесцветные, молочно-белые или медово-желтые, отличаются очень низким двупреломлением (почти изотропные), положительным удлинением, углом угасания $C : Ng = 15 - 17°$ и показателем преломления $Ng = 1{,}478 - 1{,}503$.

Химический состав океанских филлипситов варьирует в широких пределах. При сравнительно небольших колебаниях SiO_2 (49—57%), Al_2O_3 (15,5—17,7%) и отношения Si/Al в элементарной ячейке (2,4—2,9) содержание оснований, а особенно щелочей, меняется весьма значительно: CaO от 0,5 до 5,5%, Na_2O от 0,3 до 9,3%, K_2O от 2,2 до 12,3%. Почти всегда K_2O резко преобладает над Na_2O, что отличает океанские филлипситы от образованных в озерах (Sheppard e. a., 1970). Содержание H_2O колеблется от 8,8 до 20,5%. Примечательно повышенное содержание в некоторых филлипситах BaO (4—10%), отражающее переход к филлипсит-гармотомовому ряду, а также тория (Revelle e. a., 1955; Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963; Лисицына, Бутузова, 1976).

В настоящее время наибольшим распространением пользуется гипотеза происхождения океанских филлипситов, в основу которой положено представление о возникновении этого минерала за счет преобразования путем гальмиролиза палагонитизированного базальтового вулканического стекла подводных извержений в условиях низких скоростей осадконакопления

(Murray, Renard, 1891; Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963, 1965; Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Скорнякова и др., 1971, 1973). Такая точка зрения базируется на частой ассоциации филлипсита с палагонитом и смектитами, на прямых наблюдениях развития кристаллов филлипсита по палагонитизированному стеклу (со всеми постепенными переходами), на приуроченности высокоцеолитовых осадков к районам повсеместного распространения гиалокластических продуктов подводного базальтового вулканизма. В подтверждение своей гипотезы ее сторонники привлекают некоторые особенности химического состава океанских филлипситов, в первую очередь величину отношения Si/Al, близкого к базальтовому (около 2,5) и значительно отличающегося от отношения для риолит-дацитовых стекол (3—4 или более). Р. А. Шепард (Sheppard e. a., 1970) обратил внимание также на высокую калиеносность океанских филлипситов, что сближает их с общей тенденцией вторичных изменений океанских базальтов — захватом калия в процессе палагонитизации.

Согласно другой точке зрения (Лисицына, Бутузова, 1976), помимо филлипсита, возникающего в процессе изменения и палагонитизации основной гиалокластики, широким распространением пользуются филлипситы, для которых исходным материалом служит аллохтонная пирокластика риолит-дацит-андезитового состава. Изучение осадков Северо-Западной и Северо-Восточной котловин Тихого океана показало (рис. 24), что области распространения филлипсита в пелагической зоне океана выходят далеко за пределы районов проявления базальтового вулканизма. Массовое распространение цеолитов наблюдается в тонких глинистых илах (эвпелагических глинах) глубоководных впадин с минимальными скоростями осадконакопления (1—3 и менее одного мм в тысячу лет) и, что очень важно, не обнаруживает связи с составом глинистых терригенных минералов вмещающего осадка. Отсутствие этой связи было отмечено ранее Хеем (Hay, 1966).

В тонких пелагических глинах, содержащих до 50% филлипсита, бесцеолитовая часть состоит в основном из глинистых минералов (гидрослюда, монтмориллонит и смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования). Наблюдаются лишь следы тонкодисперсной пирокластики. За пределами обогащенных филлипситом участков содержание пирокластического материала значительно выше. Известно, что при наземных извержениях вулканов андезитовой зоны $^3/_4$ выбрасываемых частиц приходится на пелит (Мархинин, 1967), причем на расстоянии более 1500 км от очагов вулканизма выпадают частички пепла размером менее 0,004 мм (Lisitzin, 1972). Таким образом, практически полное исчезновение андезитовой пирокластики в цеолитовых осадках при, вероятно, огромных масштабах их поступления, по-видимому, связано с процессами диагенетического цеолитообразования. Формы нахождения цеолитов в массе ила имеют близкое сходство с формами нахождения стекла. Глинистое вещество вмещающих илов не принимает активного участия в цеолитообразовании, поскольку состав глинистых минералов в цеолитсодержащих и бесцеолитовых илах практически одинаков.

Таким образом, в океанских осадках могут быть выделены два генетических типа аутигенных филлипситов — образованные при разложении базальтовой гиалокластики и формирующиеся за счет диагенетической переработки тонкодисперсной пирокластики риолит-дацит-андезитового состава. Первые приурочены к областям современных или древних проявлений подводного базальтового вулканизма, отмеченных выходами гиалокластитов; вторые распространены на дне океанских котловин в предполагаемых ареалах рассеяния тончайшего аллохтонного пепла вулканов андезитовой зоны. Оба генетических типа цеолитов образуются в пелагических условиях крайне низких скоростей осадконакопления, т. е. при длительном взаимодействии твердых фаз осадков с придонными и иловыми водами.

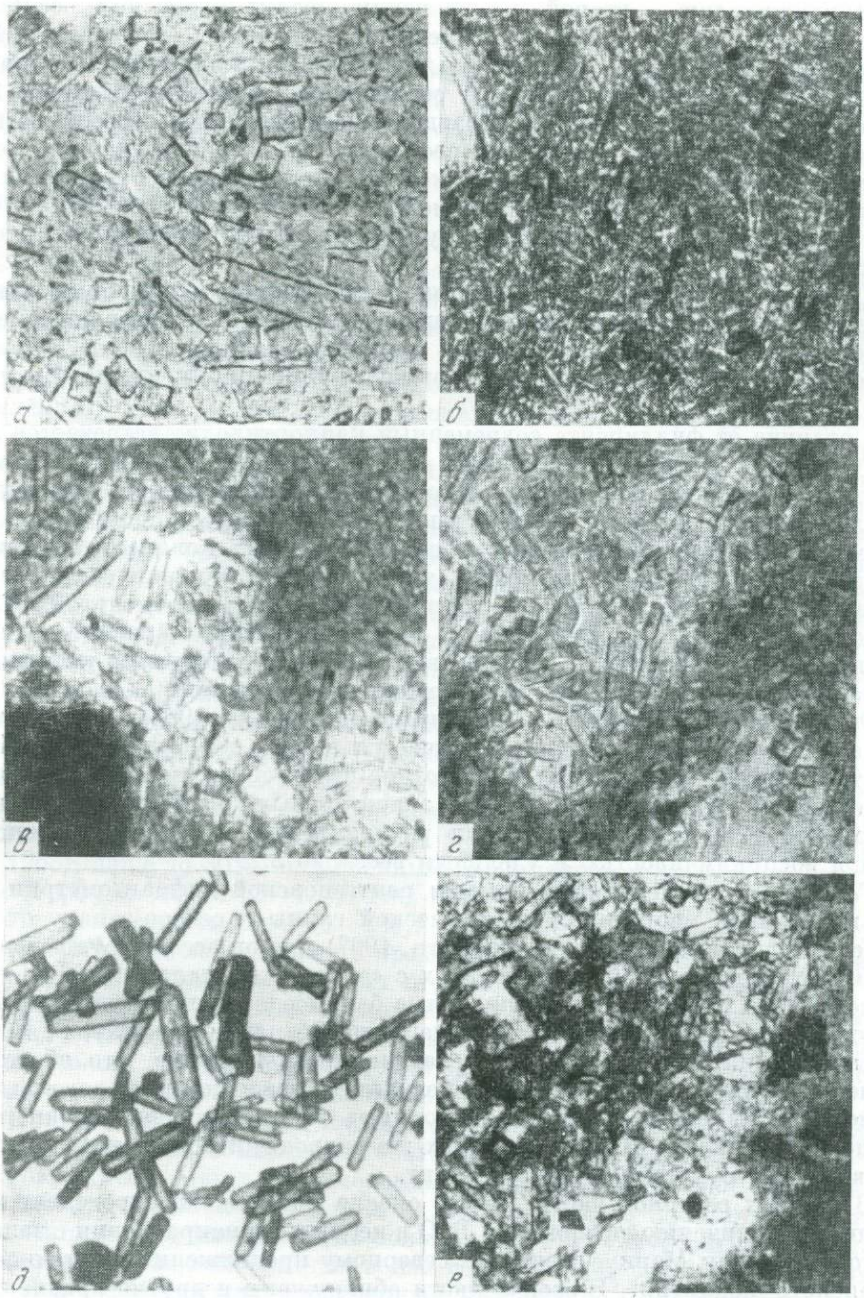


Рис. 24. Цеолиты в осадках профиля через северную часть Тихого океана (Япония — Гавайские острова — Мексика) (Лисицына, Бутузова, 1976)

а, б — кристаллы филлипсита в пелагической красной глине: *а* — увел. 300; *б* — увел. 150; *в, г* — линзообразные скопления кристаллов филлипсита, увел. 300; *д* — кристаллы филлипсита (иммерсионный препарат), увел. 200; *е* — кристаллы филлипсита, развитые по палагонитизированному обломку базальта, увел. 200

Клиноптилолит — второй по значению цеолит океанских осадков — обычен в древних (миоценовых и древнее) отложениях (Коссовская, 1975; Stonecipher, 1976; и др.), но имеются указания на его нахождение, причем в небольших количествах, также в современных осадках (Biscaye, 1964; Venkatarantam, Biscaye, 1973b). Правда, в названных работах современный клиноптилолит описан только по рефлексам на дифрактограммах тонкодисперсной глинистой фракции осадков. В чистом виде его кристаллы не выделены и не диагностированы. Возможно, что мы имеем здесь дело лишь с зачаточными цеолитоподобными структурами в аморфном (коллоидном?) веществе.

В поверхностном слое относительно грубозернистых осадков континентальных склонов на трансокеанском профиле Япония — Северная Америка клиноптилолит входит в небольших количествах в пелитовую фракцию. Размер его кристаллов обычно не превышает 0,05 мм (Лисицына, Бутузова, 1976).

В отличие от филлипсита современный клиноптилолит встречается главным образом в приконтинентальных гемипелагических осадках, а из пелагических — в кремнисто-глинистых осадках экваториального пояса, т. е. в условиях относительно повышенных скоростей осадконакопления. По-видимому, существенно наличие в осадках больших количеств биогенного аморфного кремнезема, а, возможно, также кислого вулканического стекла, растворение которых насыщает грунтовые воды кремнекислотой. Клиноптилолит (в отличие от филлипсита) — высококремнистый низкоалюминиевый цеолит, и он как будто должен выкристаллизовываться в условиях избытка свободного кремнезема (по отношению к алюминию).

Феррогармотом описан Г. Аррениусом (Arrhenius, 1963) в пелагических глинах Тихого океана, где он встречается вместе с филлипситом. Микрокристаллические агрегаты феррогармотома имеют округлую форму и размер менее 0,03 мм. В решетку его входят в значительных количествах Ba^{+2} и Fe^{+2}, часто также Th (до 0,2%). Минерал радиоактивен, обладает высокой магнитной восприимчивостью и удельным весом до 3,2.

Гармотом определен при помощи рентгеновской дифрактометрии в одной из колонок мергелистой пелагической глины к северо-западу от о-вов Общества (глубина 4618 м; Morgenstern, 1967), где он ассоциирует с филлипситом в сферолитоподобных агрегатах с «ядрами» из палагонита. Близки к гармотому по составу и вышеописанные барийсодержащие филлипситы, обнаруженные в пелагических глинах на трансокеанском профиле. В. П. Петелиным (Тихий океан..., 1970) высказано предположение, что обогащение барием цеолитов, образующихся в результате разложения палагонитизированного базальтового стекла, происходит за счет растворения органогенных компонентов вблизи КГК, т. е. в тех же гидрохимических микроусловиях, где выпадает аутигенный целестобарит.

В осадках северной части Тихого океана прослежена определенная тенденция к увеличению содержания BaO в цеолитах в направлении с запада на восток, от гряды Маркус-Неккер к северному продолжению Восточно-Тихоокеанского поднятия. В этой области обнаружены и другие признаки участия бария в аутигенном минералообразовании, в частности присутствие в пелагических глинах аутигенного барита. Возникновение этого минерала связано с воздействием эксгаляций на осадочную толщу (Бутузова и др., 1975). Эти данные позволяют считать, что эксгалятивный источник ответствен и за обогащение барием цеолитов филлипсит-гармотомового ряда.

Стильбит (*десмин*?) в виде прозрачных столбчатых кристаллов и крестообразных сростков, сходных с филлипситовыми, был обнаружен в эвпелагической цеолитовой глине района Северных островов Кука (Центральная котловина Тихого океана, ст. «Витязя» 5425, глубина 5190 м; Скорнякова,

Петелин, 1967). Минерал отличается от филлипсита отрицательным удлинением. Показатель преломления $Ng = 1{,}495$; $Np = 1{,}486$.

Гейландит встречен на той же ст. 5425, где и стильбит, в виде единичного сростка таблитчатых кристаллов с $2V$ около 10°, $C : Ng = 5 — 6°$, $Ng = 1{,}501$ и $Np = 1{,}495$ (Скорнякова, Петелин, 1967).

7.2. Палагонит и монтмориллонит

Палагонитизация базальтового стекла гиалокластических продуктов подводных извержений с последующей раскристаллизацией палагонита в набухающие филлосиликаты группы монтмориллонита представляет собой широко распространенный в океане аутигенный процесс, известный еще из работ Мэррея и Ренара (Murray, Renard, 1891). Однако масштабы его проявления, место в общем балансе океанского седиментогенеза (в частности, глинонакопления), роль в этом процессе повышенных температур и гидротерм, связь с разными типами вулканизма и многие другие вопросы до сих пор вызывают споры среди исследователей. Нет единого мнения о терминологии (термины «палагонит», «монтмориллонит», «смектит» имеют у разных авторов различный смысл и объем), а также о критериях диагностики рассматриваемых минеральных образований. Разбор этих спорных вопросов выходит за рамки настоящей работы. Здесь мы рассмотрим лишь наиболее общепризнанные данные о распространении в океанских осадках палагонита и аутигенных глинистых минералов с преобладанием в смешанослойных структурах набухающих монтмориллонитовых пакетов, придерживаясь точки зрения об их генетической (или, по крайней мере, парагенетической) связи.

Палагонит океанских гиалокластитов и глубоководных осадков — это (в широком понимании термина) аморфное (метаколлоидное) или частично раскристаллизованное гидратированное алюмосиликатное вещество, образующееся по базальтовому стеклу (сидеромелану). Отличается от последнего высоким содержанием связанной воды (до 10—15%), а по Э. Бонатти (Bonatti, 1963), даже до 30%, повышенным содержанием железа и его окисленностью (Fe_2O_3 достигает 12—15%, FeO обычно отсутствует), увеличением K_2O (3—5%), уменьшением CaO (1—2%), MgO (2—5%), нередко также SiO_2 (менее 45%). Макроскопически и в проходящем свете имеет желтый, оранжевый или красно-бурый цвет разных оттенков, обычно полупрозрачный или просвечивающий. Показатель преломления колеблется в широких пределах от низких (1,52—1,54) до очень высоких (1,6—1,7), причем значительные вариации можно наблюдать не только в одном образце, но и в разных частях отдельного зерна палагонита (Скорнякова, Петелин, 1967; Мурдмаа и др., 1970). Повышение показателя преломления сочетается с усилением густоты окраски и, очевидно, объясняется обогащением Fe_2O_3 (также TiO_2?).

В скрещенных николях неизмененный палагонит изотропен, но чаще наблюдается агрегатная поляризация в виде неровного тусклого свечения, точечная или с ясно различимыми волокнистыми структурами (фибропалагонит), в параллельно-волокнистых зонах с «муаровым» угасанием и плеохроизмом. Под сканирующим электронным микроскопом наблюдаются колломорфные ультрамикроструктуры, в том числе с трещинками усыхания, а также причудливые ленточные и розеткоподобные образования, вероятно, принадлежащие уже кристаллическим фазам монтмориллонита (также гетита?). Палагонит рентгеноаморфен или проявляет зачаточную кристаллическую структуру монтмориллонита, а также филлипсита.

По форме различают оскольчатые (собственно гиалокластические), микроглобулярные и причудливо изогнутые частицы, неправильные коркоподобные выделения на поверхности или в трещинах гиалобазальтов.

Палагонитовые гиалокластиты — широко распространенные продукты

подводных вулканических извержений ложа океана, менее распространены они на срединно-океанических хребтах. На подводных вулканических горах и холмах, а также у их подножий наблюдаются сплошные гиалокластитовые покровы, свалы глыб гиалокластических брекчий, глыбовых и плитчатых железомарганцевых конкреций с ядрами из гиалокластита, поля гиалокластических плиток (Скорнякова и др., 1971, 1973; Железо-марганцевые конкреции..., 1976; Мурдмаа и др., 1970, 1972; Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963, 1965).

Зерна палагонита встречаются в разных типах осадков ложа океана, но значительным распространением пользуются только в эвпелагических глинах Тихого океана, в условиях крайне низких скоростей осадконакопления, где эпизодически поступающий из локальных подводных очагов гиалокластический материал не теряется в массе терригенных или биогенных осадков. Местами содержание палагонитовых зерен столь значительно, что осадки могут называться палагонитовыми глинами (Скорнякова и др., 1971, 1973). В районах с расчлененным вулканическим рельефом на дне котловин Тихого океана палагонитовые зерна песчано-алевритового размера составляют от нескольких до десятков процентов соответствующих фракций эвпелагических глин, ассоциируясь с количественно преобладающим филлипситом. Кроме того, в массе эвпелагических глин Н. С. Скорнякова и И. О. Мурдмаа наблюдали мельчайшие красно-бурые и желтые микросгустки палагонитоподобного вещества колломорфного облика, вероятно, представляющие образованный при гальмиролизе палагонита алюмосиликатный гель.

Монтмориллонит и смешанослойные минералы с преобладанием монтмориллонитовой составляющей широко распространены в пелагических осадках (см. § 3), но вопрос о доле аутигенных их разностей остается спорным. Авторы придерживаются точки зрения о преобладании в поверхностных слоях осадочной толщи океанов, в том числе в пелагических осадках, терригенных монтмориллонитов. При этом мы не отрицаем существенное значение аутигенного (гальмиролитического, диагенетического) образования их на дне за счет преобразования главным образом гиалокластического материала базальтового состава (палагонита).

По кристаллохимическим показателям — это смешанослойное образование типа иллит-хлорит-монтмориллонит с преобладанием последнего компонента, с содержанием Fe_2O_3 до 8% и мало устойчивое к воздействию 1N соляной кислоты.

Четких критериев для различения аутигенных и терригенных монтмориллонитов осадков пока не удалось найти. Химические и рентгеноструктурные признаки оказались малопригодными, так как поступающий с суши монтмориллонит нередко является продуктом вторичных изменений вулканогенного материала, как и аутигенный на дне океана, имея сходные с ним характеристики. По-видимому, наиболее перспективно изучение ненарушенных образцов глин под сканирующим электронным микроскопом, где аутигенный монтмориллонит выявляет своеобразные микросферолитовые «гофрированные», розеткоподобные (Курносов и др., 1976), а в других случаях — игольчатые (Коссовская и др., 1975; Лисицына, Бутузова, 1976) структуры. Следует, однако, учесть, что подобные, безусловно, аутигенные структуры могут образоваться не только при гальмиролитическом (диагенетическом) процессе, но и под воздействием на осадки или гиалокластиты гидротерм (Скорнякова и др., 1978).

Описаны многочисленные примеры аутигенных монтмориллонитов, развитых по зернам палагонита, а также в палагонитизированных гиалокластитах и реже в базальтах. В поверхностных слоях глинистых осадков достоверно аутигенные фазы встречены только в районах распространения эвпелагических глин, в условиях предельно низких скоростей осадконакопления,

в ассоциации с филлипситом и палагонитом. Кроме того, широко известна по данным бурения тенденция возрастания содержания монтмориллонита по мере углубления в толщу пелагических, а также гемипелагических осадков. Резкое увеличение доли монтмориллонита в составе тонкодисперсного материала было обнаружено и в колонках пелагических глин северной части Тихого океана (Лисицына, Бутузова, 1976), где авторы объясняют это диагенетическим преобразованием тонкодисперсного аллохтонного кислого вулканического стекла. Ранее было показано (Муравьев, 1974; Курносов и др., 1976; Peterson, Griffin, 1964), что «глинизация» кислого эллохтонного стекла в океанских условиях — процесс гораздо более медленный, чем образование монтмориллонита по палагониту. В поверхностных (четвертичных) слоях осадков он, по-видимому, существенного значения не имеет.

7.3. Глауконит и шамозит

Глауконит большинством исследователей понимается как гетерогенная группа агрегатных смешанослойных образований ряда монтмориллонит-гидрослюда (Петелин, 1954а; Тихий океан..., 1970; Лисицына и др., 1976; Геологический словарь, 1973; Burst, 1958; Hower, 1961; Pratt, 1963; и др.) Общими структурными признаками глауконитов можно считать неупорядоченное чередование пакетов в смешанослойной структуре, широко меняющуюся норму их переслаивания, диоктаэдрический мотив заселения октаэдрических сеток с повышенным содержанием железа. Вряд ли правильно узкое понимание глауконита как группы минералов, являющихся «низкотемпературными слюдами, отличительная особенность которых состоит в высоком содержании кремния и водорода....» (Николаева, 1977, с. 4).

В современном океане глауконiты — широко распространенные минералы (минеральные агрегаты) осадков приконтинентальных областей с редукционной зоной, главным образом — шельфов и верхних частей континентальных склонов (до глубин 1,5—2 км, реже до 3 км), где они приурочены преимущественно к относительно грубозернистым осадкам — от терригенных или вулканокластических гравийных, песчаных до алевритовых или алевритово-глинистых илов, фораминиферовых, кремнегубковых и диатомовых.

Наиболее яркие проявления аутигенного глауконитообразования обнаружены в районах высокой биологической продуктивности и обильной поставки на дно реакционноспособного органического вещества. В первую очередь это зоны апвеллинга у восточных побережий океанов: Калифорнийского (Gallicher, 1935; Pratt, 1963) и Перу-Чилийского (Логвиненко и др., 1973; Николаева, 1977)— в Тихом, Западной и юго-западной Африки — в Атлантическом (Сенин, 1968; Емельянов, Сенин, 1969), западных побережий Индостана и Австралии — в Индийском океанах. В зонах апвеллинга глауконитоносные фации нередко ассоциируют с фосфатоносными. Кроме того, аутигенный глауконит описан на островных шельфах и склонах Курильской гряды (Петелин, 1954а), Японии (Takahashi, 1955), восточного побережья Австралии (Murray, Renard, 1891), на плато Чатам и во многих других прибрежных районах. На трансокеанском профиле через северную часть Тихого океана он встречен и детально изучен в осадках островного склона Японии и у побережья Мексики (Лисицына и др., 1974, 1976).

Глауконит находится в осадках в виде микроконкреций характерного колломорфного габитуса (мозговидных, лапчатых, овальных), ядер (заполнения камер) планктонных или донных фораминифер, выполнения пустот в вулканических стеклах, канальцев спикул губок, трещин в обломках пород и минералов, крустификаций на минеральных зернах, а также псевдоморфоз по биотиту, полевым шпатам, пироксенам, кварцу (рис. 25).

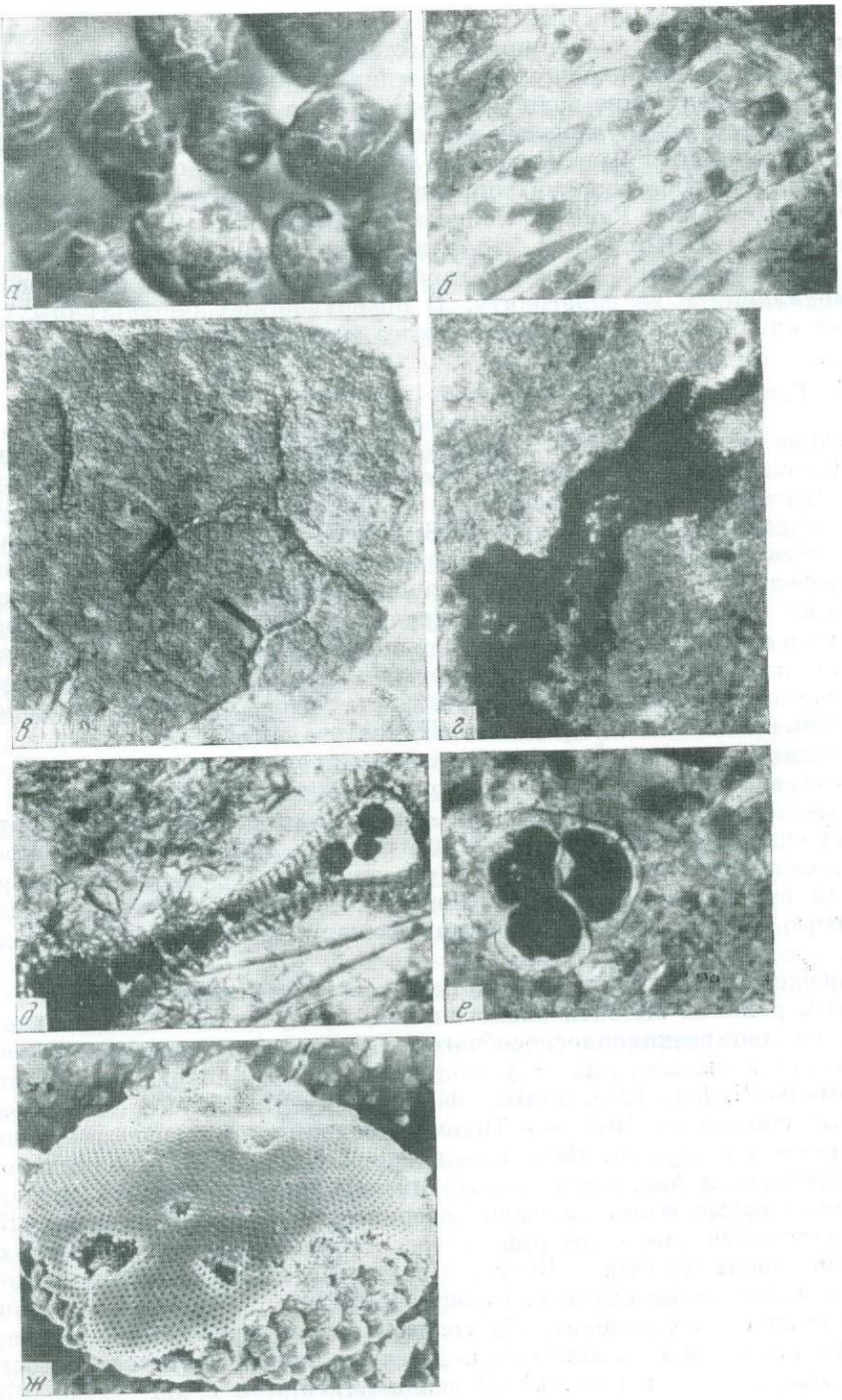


Рис. 25. Глауконит и сульфиды железа в осадках профиля через северную часть Тихого океана (Япония — Гавайские острова — Мексика) (Лисицына, Бутузова, 1976)

а — глобулы глауконита под бинокуляром, увел. 20; *б* — замещение глауконитом вулканического стекла, увел. 150; *в* — зерно глауконита с включениями основной массы осадка, увел. 150; *г* — линза микрокристаллического пирита в массе глинистого ила, увел. 150; *д* — микроглобулы пирита внутри створки диатомеи, увел. 300; *е* — пирит, выполняющий внутреннюю полость фораминиферы, увел. 150; *ж* — фрамбоиды пирита внутри створки диатомеи, увел. 400 (электронномикроскопический снимок А. Ю. Лейн)

В осадках склонов Японии и Мексиканского побережья Северной Америки (Лисицына и др., 1976) глауконит, как правило, обогащает относительно грубые алевритово-пелитовые илы, где встречается в виде овальных или неправильной формы глобул с бугристой поверхностью и трещинами синерезиса размером от менее 0,1 до 1 мм. В прозрачных шлифах видно, что он замещает обломочные минеральные зерна и обломки пород, образует оторочки вокруг зерен, замещает участки основной массы осадка с сохранением различных включений внутри микроконкреций, образует колломорфные «лапчатые» зерна, выполняет полости в микроорганизмах и цементирует терригенные зерна. Все разновидности глобул включают различные элементы вмещающего ила, что свидетельствует, как и форма выделений, о диагенетическом происхождении глауконита. Каких-либо устойчивых парагенезов глауконита с обломочным или биогенным веществом вмещающих осадков не отмечается, однако его развитие приурочено к районам с повышенным содержанием в осадках $C_{орг}$.

Физические свойства океанских глауконитов варьируют в широких пределах. Цвет минеральных агрегатов меняется от бледно-зеленого и желтого через различные оттенки зеленого до почти черного. Вторично окисленные глаукониты коричневые. Средние показатели преломления глауконитового вещества колеблются в широком интервале по крайней мере от 1,560 до 1,630 (Николаева, 1977; Toler, Hower, 1959), показывая нечеткую зависимость от содержания «разбухающих» слоев K_2O, SiO_2 и H_2O, более отчетливую — от железистости (Cimbalnikova, 1970).

Тщательно отобранные химические анализы глауконитов из современных океанских осадков, приведенные И. В. Николаевой (1977), показывают весьма значительные колебания главных окислов (31 анализ): SiO_2 (40,74—56,37%); Al_2O_3 (2,11—16,22%); Fe_2O_3 (6,14—26,61%); FeO (0,31—4,26%); MgO (2,95—6,77%); K_2O (0,93—9,49%); H_2O (3,22—13,39%).

В осадках шельфа и континентального склона наряду с аутигенными глауконитами присутствуют также аллотигенные, являющиеся продуктами размыва и переотложения ранее образованных глобул с соседних участков дна либо привнесенных в результате размыва глауконитсодержащих пород суши. Роль аллотигенных глауконитов в океанических осадках оценивается разными исследователями по-разному. Большинство авторов указывают на локальность распространения и в целом незначительную роль аллотигенных глауконитов по сравнению с аутигенными (Тихий океан..., 1970; Takahashi, 1955; Pratt, 1963; White, 1970; MacIlvaine, Ross, 1973).

Согласно другой точке зрения (Логвиненко, 1976; Николаева, 1977), аллохтонные глаукониты преобладают в современных осадках шельфа и континентального склона. Приведенные этими авторами свидетельства аллотигенности главной массы глауконитов нельзя считать достоверными. Не удалось подметить четких различий ни в условиях залегания, морфологии и внутренней структуре глобул, ни в рентгеноструктурных параметрах и химическом составе глауконитов, отнесенных к аллотигенным. Результаты определений абсолютного возраста глауконитов не могут служить основанием для суждения о времени их образования, поскольку глобули как аутигенных, так и аллотигенных глауконитов содержат значительную примесь разнородного материала вмещающего осадка, «меченную» своими изотопными отношениями.

Интересные новые данные о связи химического состава и рентгеноструктурных характеристик разных морфологических разновидностей глауконитов получены на материале трансокеанского профиля (Лисицына и др., 1976). Наименее выраженные морфологически зеленовато-серые комочки содержат 70—80% монтмориллонита с примесью смешанослойных слюда-монтмориллонитовых образований. Все остальные разновидности глауко-

нитовых глобул состоят в основном из неупорядоченных смешанослойных диоктаэдрических слюда-монтмориллонитовых образований с разным соотношением пакетов. Наименее совершенные в структурном отношении минералы содержат примерно 80% монтмориллонитовых пакетов и 20% слюдистых. В более «зрелых» количество слюдистых пакетов полиморфной модификации IM возрастает до 70—80%, а в наиболее совершенных — до 90—95%. В ряду глауконитовых смешанослойных образований по мере возрастания количества слюдяных пакетов и упорядочения структуры существенно повышается содержание Fe_2O_3 и K_2O, несколько уменьшается содержание SiO_2, MgO, H_2O.

Механизм аутигенного глауконитообразования до конца не выяснен. Почти всеми исследователями признается его раннедиагенетическое происхождение в условиях развитой подповерхностной редукционной зоны, которая обеспечивает подвижность двухвалентного иона Fe^{2+}. По мнению одних исследователей, глауконит образуется на границе вода — грунт, по мнению других — в толще редуцированных осадков. По-видимому, реальны оба варианта. В. П. Петелин (1954а; Тихий океан..., 1970) подчеркивал приуроченность аутигенного глауконитообразования к окислительно-восстановительной границе, где обеспечивается фиксация подвижного двухвалентного железа в результате окисления. Многими исследователями отмечаются как благоприятные для глауконита условия высокой подвижности придонных вод и замедленных скоростей осадконакопления. Наименее ясен вопрос о природе исходного алюмосиликатного вещества, причины его перехода в подвижное состояние из силикатных минералов вмещающих осадков.

Шамозит (*бертьерин*) многими авторами рассматривается как обогащенный железом лептохлорит (Brindley, Gillery, 1954). Его формула дается только приблизительно $(Fe^{2+}, Mg)_{4,6}$ $(Fe^{3+}Al)_{1,4}$ $(Si_{2,8}Al_{1,2})$ $O_{10}(OH)_8$. Характерно высокое содержание Fe главным образом в закисной форме (от 20 до 40% FeO), а также магния (от 3 до 8% MgO), содержание кремнезема чаще всего 20—30%, но встречаются разности, обогащенные кварцевыми частицами, где цифра содержания кремнезема достигает 50% (Calvert, 1976; Porrenga, 1966). Шамозит широко распространен в древних рудах железа, где он часто образует оолитовые текстуры.

Современный шамозит встречается главным образом в прибрежных отложениях гумидных зон, где он обычно образуется при преобразовании фекальных комочков. Чаще всего наблюдаются шамозитовые корочки и оторочки на фекальных комочках, т. е. возникает оолитоподобная текстура (Porrenga, 1966).

Наиболее изучены шамозиты с шельфа экваториальной Африки (Porrenga, 1966, 1967; Емельянов и др., 1976), но описан он и в фиордах Шотландии (фиорд Лох Этейв, Rohrlich e. a., 1969), на шельфе экваториальной части Южной Америки, в заливе Париа (Ciresse, 1965; Cailliere, Martin, 1972), а также у берегов Саравака. Во всех случаях глубина обнаружения шамозита в осадках не превышает 80 м, температура вод чаще всего в интервале 25—30° С, но находка шамозита в фиордах Шотландии указывает, что температура не является главным фактором среды, объясняющим образование шамозита. Шамозит обычно встречается ближе к берегу, чем глауконит. Места его находок характеризуются высокой биологической продуктивностью и повышенным содержанием органического вещества в осадках.

Образование шамозита большинство авторов (Страхов, 1959; Curtis, Spears, 1968) объясняют диагенетическим преобразованием осадочного материала за счет связывания коллоидального или растворенного железа, алюминия и кремния в поровых водах. Типичны парагенезы шамозита с гидробиотитом и гидрогетитом.

7.4. Сульфиды железа

Сульфиды железа (из них главные гидротроилит и пирит) представляют собой наиболее распространенные раннедиагенетические минералы редукционной зоны осадков приконтинентальных областей океанов. В этой зоне они встречаются почти повсеместно, но обычно в небольших количествах (до нескольких процентов от массы осадка).

Гидротроилит — собирательное наименование для коллоидальных и слабо окристаллизованных водных моносульфидов железа ($FeS \cdot nH_2O$), представляющих начальную стадию выпадения сульфидных минералов на дне или в осадках. Он образуется всюду в восстановленных осадках при реакции гидроокислов (или растворенных окислов) железа со свободным H_2S, продуцируемым при метаболизме сульфатредуцирующих бактерий за счет разложения органических соединений. Как осадочный минерал выпадает на дне бассейнов с сероводородным заражением (Черное море), но широко распространены раннедиагенетические гидротроилиты, образующиеся внутри осадков, обогащенных органическим веществом, под поверхностной окисленной пленкой (Остроумов, 1953; Остроумов, Фомина, 1960; Петелин, 1965; Иванов и др., 1976; и др.).

Гидротроилит — мягкий, пластичный гидрогель черного цвета. При значительных содержаниях окрашивает осадки в сине-черный цвет. Обычны точечные черные сгустки и микролинзы в серых осадках. Встречается в различных гранулометрических и вещественно-генетических типах осадков и в разных фациях приконтинентальной области: на шельфах, в бухтах, заливах, фиордах, на континентальных и островных склонах, на дне океанских котловин и глубоководных желобов (вплоть до их максимальных глубин), но всегда в редукционной зоне, при повышенном содержании реакционноспособного органического вещества.

Гидротроилит получен экспериментально при реакции сероводорода с металлическим железом, гетитом, раствором двухвалентного железа. Изотопными исследованиями серы доказана бактериальная природа сульфатредукции (Zobell, 1946; Лейн и др., 1976). При «старении» в ходе диагенеза гидротроилит (а также другие метастабильные модификации сульфидов железа) переходят в пирит. Обычно моносульфидная сера обнаруживается только в самых верхних слоях осадков (Иванов и др., 1976).

Пирит — обычный конечный член ряда сложных диагенетических преобразований метастабильных сульфидов железа в редукционной зоне осадков. Он широко распространен в молодых (четвертичных) осадках, в том числе в современном поверхностном слое. На долю пирита обычно приходится основная доля содержащейся в осадках серы (Остроумов, Фомина, 1960; Тихий океан..., 1970; Иванов и др., 1976; Kaplan e. a., 1963). Ассоциирует пирит с гидротроилитом, а нередко также с глауконитом, фосфатами.

Пирит встречается в осадках в виде микроскопических шариков (глобул), зерен овальной формы или из сростков. Часто пиритовые микроглобулярные агретаты заключены в створки диатомей, покрывают или замещают спикулы губок, растительный детрит. В составе тяжелой фракции алеврита его содержание достигает 70—90%.

Нахождение пирита и его количество коррелируются с содержанием в осадках реакционноспособного органического вещества. На примере осадков у побережья штата Коннектикут (США) было показано, как содержание $C_{орг}$ в осадках контролирует концентрацию аутигенного пирита (рис. 26). Тесная связь пирита с содержанием $C_{орг}$ подчеркивалась и В. П. Петелиным (1957; Тихий океан..., 1970) по данным из Охотского моря, глубоководных желобов Тихого океана и других районов. Им же подмечена интересная закономерность: концентрация пирита гораздо более значительная (при

тех же высоких содержаниях $C_{орг}$) в осадках высоких широт по сравнению с тропическими. Объясняется это, по-видимому, разным составом органического вещества и характером его микробиологического преобразования, а также, очевидно, и температурой вод.

Пирит по существующим представлениям образуется путем реакции моносульфидов железа со свободной серой (Остроумов, 1953). Последняя генерируется как в результате разложения органического вещества, так

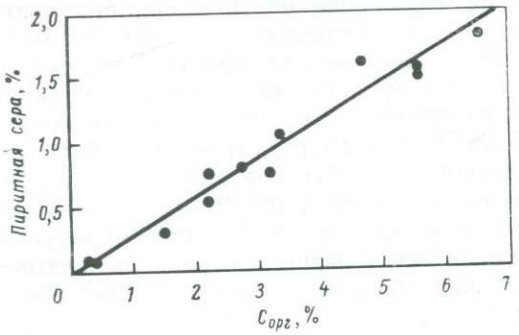


Рис. 26. Связь между содержанием органического вещества в поверхностном слое осадков (гор. 0—2 см) и концентрацией в них сульфидов (пирит). Осадки у берегов штата Коннектикут (США) (Calvert, 1976)

и при окислении сероводорода. Недостаток серы в иловых растворах может лимитировать этот процесс. С другой стороны, пиритообразование контролируется концентрацией подвижного железа в системе диагенеза.

Марказит встречается в осадках гораздо реже, чем пирит (Calvert, 1976). Экспериментальные исследования и изучение осадков залива Париа (Van Andel, Postma, 1954) показали, что марказит образуется при высоких скоростях седиментации в условиях более низких pH иловых вод, чем пирит. Отмечается постепенный переход менее стабильного марказита в пирит.

7.5. Сульфаты

Аутигенные сульфатные минералы представлены в океанских осадках малорастворимыми соединениями Ba, Sr, а по некоторым данным также Pb, Ca с содержащимся в океанских водах и иловых растворах сульфат-ионом. Довольно широко распространены, хотя и в небольших концентрациях, минералы целестин-баритового изоморфного ряда с преобладанием баритовой составляющей. В кристаллах целестобарита, выделенных из осадков северной окраины экваториального пояса Тихого океана, целестиновая молекула составляла 5,4 мол. %, а англезитовая — 0,046 мол.% (Arrhenius, 1963).

Минералы ряда *барит-целестобарит* встречаются главным образом в двух регионах Тихого океана — в кремнисто-известковых осадках экваториального пояса (Arrhenius, 1963; Church, 1970), где его содержание (в пересчете на бескарбонатное вещество осадка) составляет около 1%, и в карбонатных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (максимально до 10%; Arrhenius, Bonatti, 1965). В. П. Петелин обнаружил целестобарит в слабокремнистых радиоляриевых илах экваториального пояса Тихого океана, на границе их с известковыми пелагическими осадками, т. е. вблизи КГК. Содержание кристаллов длиной до 0,07 мм достигает здесь 7% тяжелой фракции крупного алеврита, но значительно выше в мелком алеврите.

Форма выделений минералов в двух названных районах различна. В биогенных илах экваториального пояса это в основном округлые стяжения, образования типа фекальных комочков (Goldberg, Arrhenius, 1958; Arrhenius, 1963) или скопления в составе пелитовой части осадков. Реже наблю-

даются одиночные кристаллы (Church, 1970). В районе Восточно-Тихоокеанского поднятия барит встречается преимущественно в виде идиоморфных кристаллов и их сростков (Arrhenius, 1963).

В вопросе о генезисе минералов барит-целестобаритового ряда можно различить две стороны. Во-первых, нужен источник бария (также стронция, свинца), а во-вторых, механизм его садки с растворенным сульфат-ионом. В литературе обсуждаются два источника бария — поступления его с подводными эксгаляциями (Arrhenius, Bonatti, 1965) и экстракция организмами из океанской воды с последующей садкой его на дно в составе карбонатных раковин, кремнистых скелетов, фекальных комочков или органического вещества (Arrhenius, 1963; Church, 1970). По-видимому, в океане действуют оба процесса (Бутузова и др., 1975), т. е. можно говорить о двух генетических типах барита — гидротермально-осадочном и биогенно-хемогенном, что подтверждается детальным изучением геохимии Ba (Гурвич и др., 1978). Последний, по наблюдениям В. П. Петелина, образуется наиболее интенсивно вблизи КГК, т. е. там, где растворяется основная масса биогенных карбонатных частиц, освобождая содержащийся в них Ba.

Гипс, согласно указанию Г. Аррениуса (Arrhenius, 1963), в виде мелких кристаллов обнаружен в ряде проб пелагических осадков с высоким содержанием органического вещества. Однако автор признает, что не исключено образование гипса за счет окисления пирита в процессе хранения проб. В виде отдельных сферолитов и радиально-лучистых лапчатых агрегатов волокнистого строения он обнаружен в пелагической глине к западу от Мексиканского побережья в ассоциации с баритом, ферримонтмориллонитом, гидроокислами Fe и Mn (Бутузова и др., 1975), но авторы связывают образование этого парагенеза аутигенных минералов с воздействием гидротерм.

7.6. Карбонаты

Аутигенные (хемогенные) карбонаты имеют в океанских осадках ограниченное распространение. В большинстве это минералы диагенетические, встречающиеся в очень небольших количествах как в мелководных, так и в глубоководных осадках. Лишь в исключительных условиях мелководий тропических аридных зон наблюдается хемогенная садка арагонита, магнезиального кальцита, доломита.

Кальцит диагенетический встречается в известковых осадках изредка как продукт частичного растворения и перекристаллизации биогенного карбоната и представлен сферолитами диаметром 0,03—0,1 мм, а иногда образует крустификации на минеральных зернах (Петелин, 1957). Кроме того, кальцит выпадает в виде пленок на поверхность частиц бескарбонатного осадка (например, в Охотском море, на западе Тихого океана, Петелин, 1957, 1960) из иловых вод, которые при повышенных концентрациях углекислоты, образующейся в процессе минерализации органического вещества, растворяют рассеянные в осадках карбонатные раковины, отлагая $CaCO_3$ при повышении pH среды. Известны диагенетические стяжения кальцита, но они встречаются обычно в осадках древнее плейстоцена.

Магнезиальный кальцит входит в состав хемогенных карбонатов, выпадая вместе с арагонитом на некоторых мелководиях в жарком аридном климате (Багамская банка).

Арагонит выпадает из вод, сильно пересыщенных $CaCO_3$ в результате испарения, в условиях некоторых мелководий аридных зон. Крупнейший современный район хемогенного карбонатонакопления — Багамская банка (отмель) в Атлантическом океане. Хемогенная садка арагонита идет здесь в интервале глубин 0—20 м; при температуре 25—30° С и пересыщении вод

$CaCO_3$ до 600—700% образуются арагонитовые илы, состоящие из иголочек арагонита размером менее 0,01 мм, а также комочки, оолиты и другие агрегаты. Арагонитовые илы, по крайней мере частично хемогенные, описаны в лагуне атолла Капингамаранга (Каролинские острова), где они залегают на глубинах 46—73 м (McKee e. a., 1959).

Доломит был встречен В. П. Петелиным (Тихий океан..., 1970) в виде единичных ромбоэдров в пелагических известковых осадках. Выпадение доломита из воды и долломитизация рифовых известняков наблюдаются вблизи уреза воды (в зоне заплесков) на коралловых рифах аридных зон. В небольших количествах он встречен в лагунах Австралии (Von der Borch, 1965), а также в высыхающем иле соленых прибрежных болот Флориды (Sholl, 1963).

Ca-Mg-карбонаты (протодоломит с примесью магнезиального кальцита) были обнаружены в осадках Калифорнийского залива (Лейн и др., 1975). Они представлены конкрециями корковой, желвакообразной и округлой формы размером до нескольких сантиметров. Карбонатная часть конкреций содержит 11—15% MgO. Под микроскопом видно, что конкреции включают в себя глинистое вещество вмещающих осадков, и это доказывает их диагенетическое происхождение.

Карбонаты Fe, Mn представлены в осадках родохрозитом, сидеритом и минералами сложного состава, включающими $MnCO_3$, $CaCO_3$, $FeCO_3$, а иногда и $MgCO_3$ в виде изоморфной смеси. Железисто-марганцевые карбонаты обнаружены в восстановленных илах Балтийского и Адриатического морей, в осадках некоторых фиордов и заливов, а также в глубоководных океанских осадках приконтинентальных областей в условиях существования восстановленного слоя (Логвиненко и др., 1972; Блажчишин, 1976; Zen, 1960; Lynn, Bonatti, 1965; Manheim, 1965). Чаще встречаются марганцевые и железомарганцевые карбонаты, чистый сидерит более редок.

Крупные зерна родохрозита были обнаружены в терригенных илах Перу-Чилийского желоба (Zen, 1959), а родохрозитовые конкреции — в гемипелагических глинах Северо-Западной котловины Тихого океана со слабо развитой подповерхностной редукционной зоной (Логвиненко и др., 1972). По данным химического, рентгеновского и термического анализов конкреции состоят на 75—77% из $MnCO_3$ с подчиненным количеством молекул $CaCO_3$ и с примесью Mg, Fe.

В Балтийском море распространены минералы непрерывного изоморфного ряда кальцит-родохрозит (с подчиненным количеством сидеритовой молекулы) в виде глобулярных сростков, микроконкреций, реже ромбоэдрических кристалликов. Кроме того, встречены сферолитовые, щетковидные или веерообразные сростки кристаллов сидерита (Блажчишин, 1976).

Образование диагенетических железомарганцевых карбонатов лимитируется концентрациями растворенных двухвалентных ионов Fe и Mn, а также аниона HCO_3^- (Calvert, Price, 1972). Важную роль играет интенсивность редукционных процессов. Концентрация Mn, необходимая для выпадения $MnCO_3$, возможна только при наличии окисленного слоя в осадках, так как из сильно редуцированных осадков он выносится в придонную воду. Этим объясняется возникновение родохрозита преимущественно в областях перехода от редуцированных осадков к пелагическим в условиях слабого проявления редукционных процессов (Страхов, 1976в; Логвиненко и др., 1972).

7.7. Гидроокислы Fe и Mn

Аутигенные гидроокислы Fe и Mn имеют почти повсеместное распространение в океанских осадках с окислительной реакцией среды. Самостоятельные минеральные фазы — агрегаты свободных гидроокислов (гели), гидрогетит,

годорокит и др. присутствуют здесь наряду с сорбированными на глинистых минералах формами, вместе составляя так называемые «подвижные» формы металлов.

Наиболее выразительные агрегаты гидроокислов — это железомарганцевые конкреции и корки, описанные в главе VII настоящего тома, а более подробно — в монографии «Железо-марганцевые конкреции Тихого океана» (1976) и во множестве других публикаций. Конкреционные формы аутигенных гидроокислов Fe и Mn характерны прежде всего для пелагических областей океанов. Кроме того, они образуются на поверхности окисленного слоя осадков приконтинентальной области океана, а также на шельфах, в мелководных морях, озерах.

В составе железомарганцевых конкреций преобладают слабо раскристаллизованный или рентгеноаморфный гидрат двуокиси Mn и коллоидная гидроокись Fe, в незначительных количествах присутствуют гидрогетит, тодорокит, реже бернесит, криптомелан, рансьерит, браунит, гематит. Мелководные конкреции отличаются от пелагических, как правило, более высоким содержанием железистых минералов, но встречаются среди них и высокомарганцовистые. Состав пелагических конкреций варьирует в более узких пределах (Железо-марганцевые конкреции..., 1976; Calvert, 1976).

Широко распространены как в пелагических осадках, так и в окисленном поверхностном слое осадков приконтинентальной области микроконкреции (зерна размером 0,01—1 мм) гидроокислов Fe и Mn. Минеральный состав их сходен с составом макроконкреций, но доля кристаллических фаз еще меньше.

В окисленных осадках рассеяны тончайшие пылевидные микросгустки «рудного вещества», представленного в основном коллоидными гидроокислами Fe и Mn. Кроме того, в осадках обнаружены тонкодисперсные кристаллические фазы гетита-гидрогетита.

Минералы гидроокислов Fe и Mn имеют в одних случаях (в пелагической области) гидрогенное (хемогенно-осадочное) происхождение, в других (в приконтинентальной области)—диагенетическое. При образовании железомарганцевых конкреций оба процесса сложно сочетаются. Микроконкреции в основном диагенетические. В процессе раннего диагенеза происходит, по-видимому, и стягивание коллоидных гидроокислов в пылевидные микросгустки. В приконтинентальных осадках с редукционной зоной происходит диагенетическая миграция растворенных форм Fe^{2+} и Mn^{2+} к поверхностному окисленному слою, где они в благоприятных условиях с большой скоростью (0,01—1 мм/год, Manheim, 1965) стягиваются в конкреции. При захоронении и переходе в восстановительную среду такие диагенетические конкреции растворяются. Пелагические конкреции растут очень медленно, главным образом путем садки металлов из придонной воды, приурочены исключительно к областям с низкими скоростями осадконакопления (менее 1—3 мм/1000 лет) и резко окислительным условиям среды (Eh +300 — +500).

7.8. Фосфаты

Современные аутигенные фосфаты известны только на шельфах в районах апвеллинга у побережий юго-западной Африки, Перу и Чили (Батурин, 1978; см. главу VIII). Они представлены различными по степени окристаллизованности (аморфными, скрытокристаллическими, кристаллическими) структурными и морфологическими разновидностями, в среднем соответствующими составу кальциевого фторапатита: микроконкрециями (фосфатные пески), корками, конкрециями, рыхлыми стяжениями, гелеобразными сгустками и т. п. Наблюдается метасоматическое замещение фосфатом диатомей, костей рыб, копролитов. При замещении костей происходит преобразование биогенного гидроксилапатита во фторкарбонатапатит. Фосфатные минералы

древних фосфоритов (метасоматические, конкреционные) на дне океана представлены фторкарбонатапатитом, коллофаном и франколитом (см. главу VIII).

7.9. Комплексы и провинции аутигенных минералов

Как и для обломочных и глинистых минералов, для аутигенных могут быть выделены комплексы и провинции. Из сказанного ясно, что в осадках Мирового океана выделяются два крупнейших комплекса, связанных с фациальными областями и с особенностями физико-химической обстановки в них (см. главу V):

1) приконтинентальный комплекс, в области развития которого в осадках имеется редуцированная зона, а распределение и состав аутигенных минералов диктуется в основном органическим веществом;

2) пелагический комплекс, в области развития которого редукционная зона отсутствует и главное значение для распределения и состава минералов имеет скорость осадконакопления.

В пределах каждого из комплексов (рис. 27) в соответствии с локальными особенностями и различиями более мелкого, второго и третьего порядка выделяются провинции аутигенных минералов с характерными парагенезами.

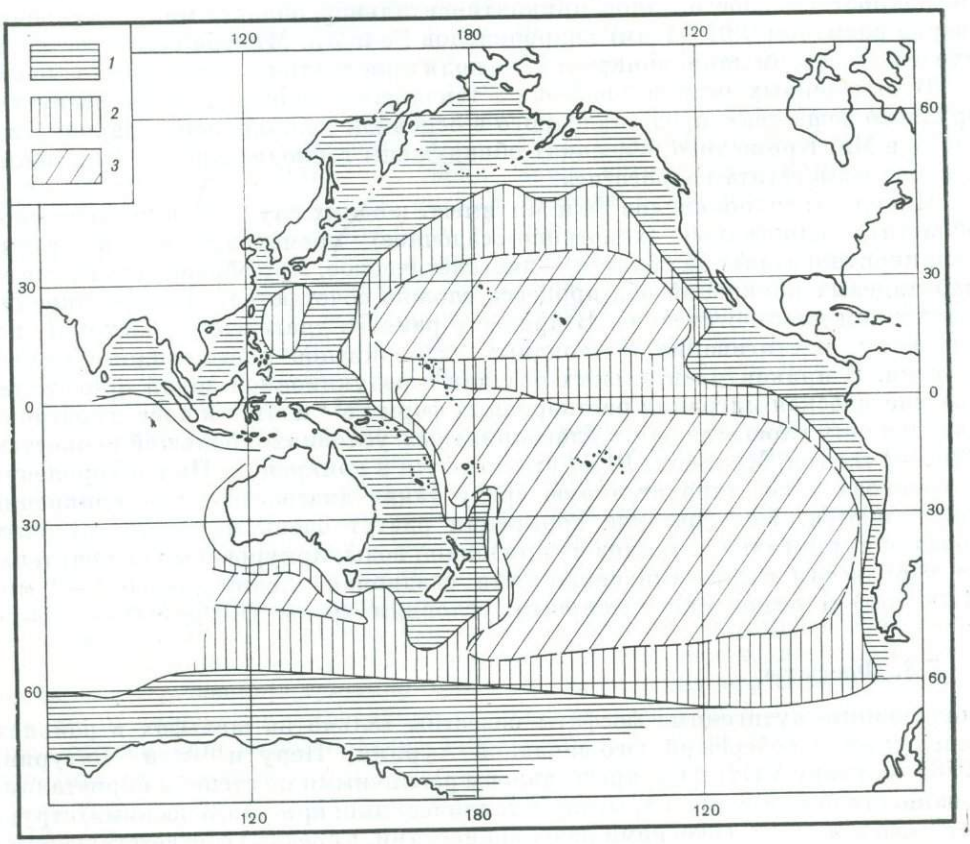


Рис. 27. Распределение комплексов аутигенных минералов в осадках океанов

Комплексы: *1* — приконтинентальный с четко выраженной редуцированной зоной (осадки гемипелагической группы фаций, а также неритические — склона и шельфа, осадки морей), мощность окисленного слоя менее 1 м; *2* — переходный («пятнистый» диагенез, миопелагические фации глубоководных осадков), мощность окисленного слоя более 1 м, реликты и следы редуцированного слоя; *3* — океанский пелагический (эвпелагические фации)

Приконтинентальный комплекс, как показывает название, расположен по периферии океана, его граница в пелагиали совпадает с исчезновением подповерхностной редукционной зоны. Эта граница не резкая, за ее пределами выявляется еще переходный комплекс аутигенных минералов, ареал развития которого протягивается также и в высокопродуктивной области экваториальной гумидной зоны. В этой переходной области органического вещества уже недостаточно для создания сплошной редуцированной зоны, здесь развивается пятнистый, очаговый диагенез, приуроченный к отдельным

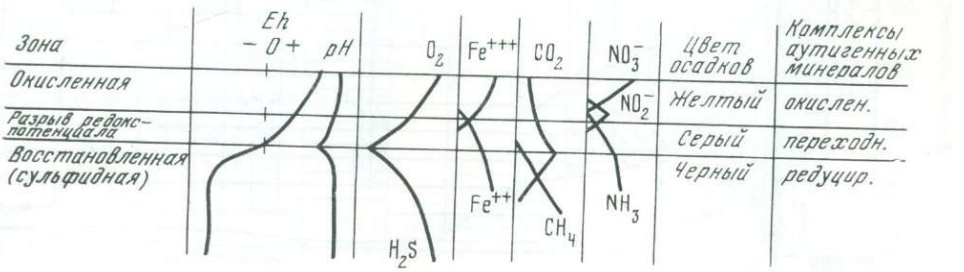


Рис. 28. Физико-химические характеристики верхнего слоя осадков в зоне развития диагенеза приконтинентального типа и комплексы аутигенных минералов (Одум, 1975)

участкам сколько-нибудь повышенного содержания $C_{орг}$ — чаще всего к ходам илоедов, а также к отдельным сгусткам органического вещества. Создается своеобразный облик осадка — «мраморовидная» текстура, обусловленная чередованием светлых — окисленных и проходящих в них в виде прожилков или пятен темных — восстановленных — участков.

К приконтинентальному комплексу относятся минералы двух групп: связанные с верхней окисленной пленкой (Fe-Mn конкреции и тонкодисперсные гидроокислы) и более разнообразная и характерная группа минералов восстановленной части разреза: аутигенные минералы, содержащие двухвалентные Fe^{2+} и Mn^{2+}, сульфиды (гидротроилит, пирит и др.), шамозит, родохрозит, сидерит. В условиях распада органического вещества и развития редукционных процессов свободные гидроокислы этих металлов, поступающие из взвеси в осадок обычно в виде свободных гидроокислов, переходят в растворимые двухвалентные формы и приобретают подвижность, чем и обеспечивается принципиальная возможность возникновения здесь минеральных новообразований.

Граница окисленного и восстановленного слоев проходит обычно в самом верхнем горизонте осадков (от миллиметров до десятков сантиметров), но в областях сероводородного заражения (фиорды, некоторые моря, заливы) оказывается в толще воды, и тогда минералы редукционной зоны образуются непосредственно на поверхности дна. В областях развития окисленного слоя на поверхности дна образуются минералы, содержащие трехвалентные, т. е. окисленные, формы Fe и Mn, в том числе конкреционные формы. Важно отметить, что при попадании в редукционную зону они растворяются и не сохраняются в осадочной толще; в районах развития переходного комплекса этот процесс не идет до конца, и реликты окисленных зон наблюдаются в толще восстановленных (частично) осадков. Обогащенные Fe и Mn реликтовые окисленные слои здесь преобразуются в своеобразный парагенез карбонатных минералов родохрозит-кальцит-сидеритового ряда.

Закономерности распространения и парагенезы аутигенных минералов приконтинентальной области определяются, в первую очередь органическим веществом, интенсивностью его поступления и условиями микробиологиче-

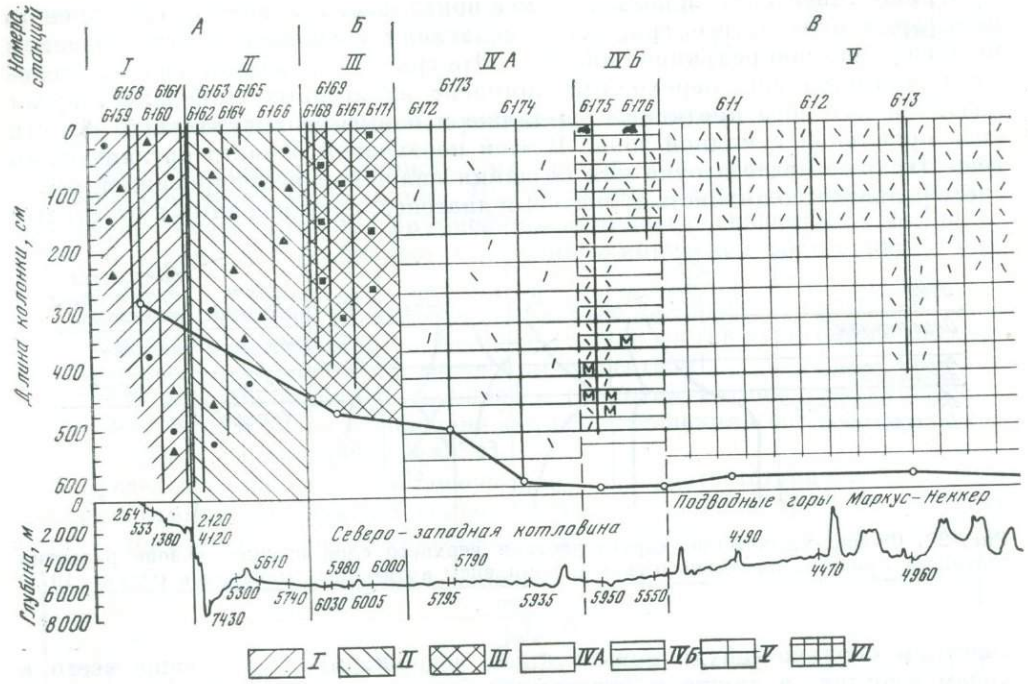
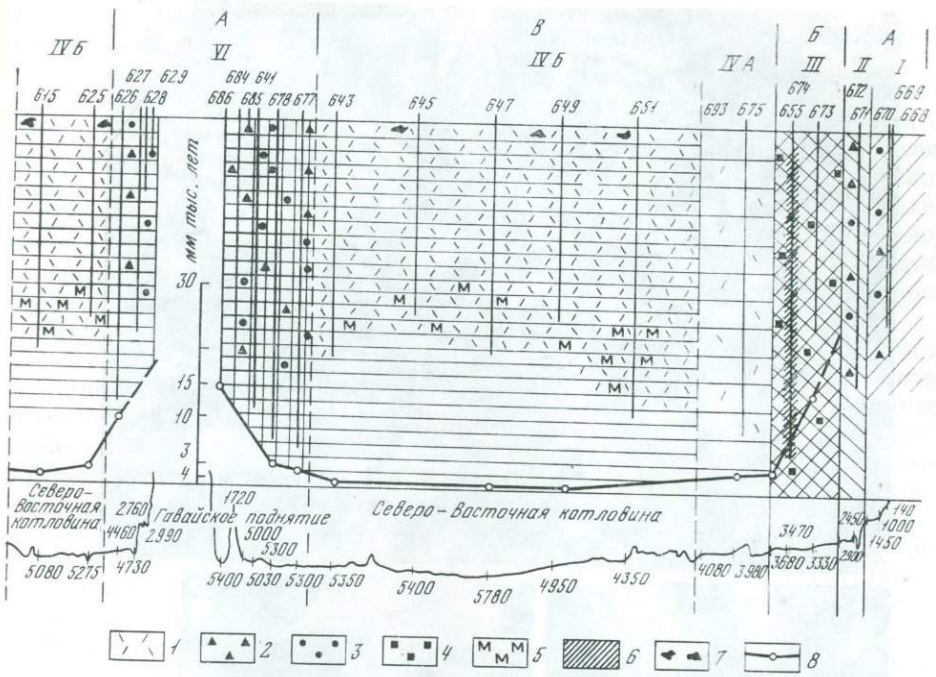


Рис. 29. Распределение аутигенных образований в осадках трансокеанского профиля в Тихом океане (Япония — Гавайские острова — Мексика)

Комплексы: *А* — приконтинентальный, *Б* — переходный, *В* — пелагический. Осадки: *I* — прибрежные вулкано-терригенные и биогенно-терригенные; *II* — гемипелагические глинистые и глинисто-кремнистые илы; *III* — пелагические глины переходного типа; *IVA* — пелагические красные глины

ского распада (рис. 28—30). Энергия аутигенного минералообразования черпается в конечном счете из запасов химической энергии органических веществ, освобождающихся при их распаде (Страхов, 1960—1962). Распространение, формы и условия захоронения органического вещества в океане подчинены, как известно, трем типам зональности: циркумконтинентальной, климатической и вертикальной. Через органическое вещество с этими тремя типами зональности связано и приконтинентальное аутигенное минералообразование.

Циркумконтинентальная зональность определяет само существование двух комплексов аутигенных минералов, их размещение в океане. Переход от приконтинентальной области к пелагической связан как со скоростями осадконакопления, так и с поступлением на дно дееспособного органического вещества (подробнее см. в главе V). Внутри приконтинентальной области циркумконтинентальная зональность отчетливо выявляется на разрезах, направленных по нормали к континентам (см. рис. 29). Здесь наблюдается смена парагенезов аутигенных минералов, связанная с разной интенсивностью редукционных процессов. Крайне высокая интенсивность редукционного процесса обусловлена наличием свободного сероводорода; она фиксируется в осадках парагенезом сульфидов железа. Умеренная интенсивность отражается в парагенезе глауконита с сульфидами или без них. При минимальной интенсивности редукции в довольно мощном окисленном слое развивается парагенез окисных минералов, а в находящейся под ним восстановленной зоне — парагенез карбонатов Fe и Mn без сульфидов (Страхов, 1972, 1976в; Лисицына и Бутузова, 1976). Таким образом, от берега океанов в пелагиче-



с пеплом; *IVБ* — пелагические красные глины с цеолитами; *V* — пелагические осадки подводных гор Маркус-Неккер; *VI* — обломочно-карбонатные и глинисто-кремнистые илы района Гавайского архипелага. Аутигенные минералы: *1* — цеолиты; *2* — глауконит; *3* — сульфиды железа; *4* — карбонаты; *5* — монтмориллонит; *6* — аутигенные образования эксгалятивного генезиса (барит, гипс, ферримонтмориллонит, Fe-Mn стяжения); *7* — Fe-Mn конкреции; *8* — скорости осадконакопления

ском направлении происходит закономерная смена парагенезов — устанавливается закономерный ряд парагенезов аутигенных минералов приконтинентального комплекса (см. рис. 29).

В закономерностях распространения аутигенных минералов приконтинентального комплекса четко проявляется и широтно-зональный аспект. Удаленность внешней границы приконтинентальной области от берегов связана с ним через климатическую зональность биологической продукции $C_{орг}$ (Богданов и др., 1971; Романкевич, 1977) и скоростей осадконакопления (Лисицын, 1974б). Широтно-зонально размещение апвеллингов с их специфическими провинциями аутигенных минералов и высокой интенсивностью аутигенного минералообразования вообще. Аутигенный шамозит хотя и встречается в высоких широтах, наиболее обилен в осадках шельфов экваториальной зоны (у берегов Либерии, Гвинеи; в дельтах Нигера и Конго, где содержание шамозит-гидрогетитовых микроконкреций в осадках достигает 42%). Только в аридных зонах происходит хемогенная садка арагонита, магнезиального кальцита и доломита.

Вертикальная зональность выражена приуроченностью отдельных минералов приконтинентального комплекса к определенным интервалам глубин. Так, имеются минералы исключительно мелководные (фосфаты, шамозит, арагонит, доломит), умеренно глубоководные (глауконит) и не зависящие от глубины (сульфиды, карбонаты Fe и Mn). Для фосфатов и глауконита связь с глубиной определяется условиями осаждения органического вещества: малой степенью его минерализации на пути ко дну. Кроме того, вертикальной зональностью контролируются такие факторы, как подвижность придонных

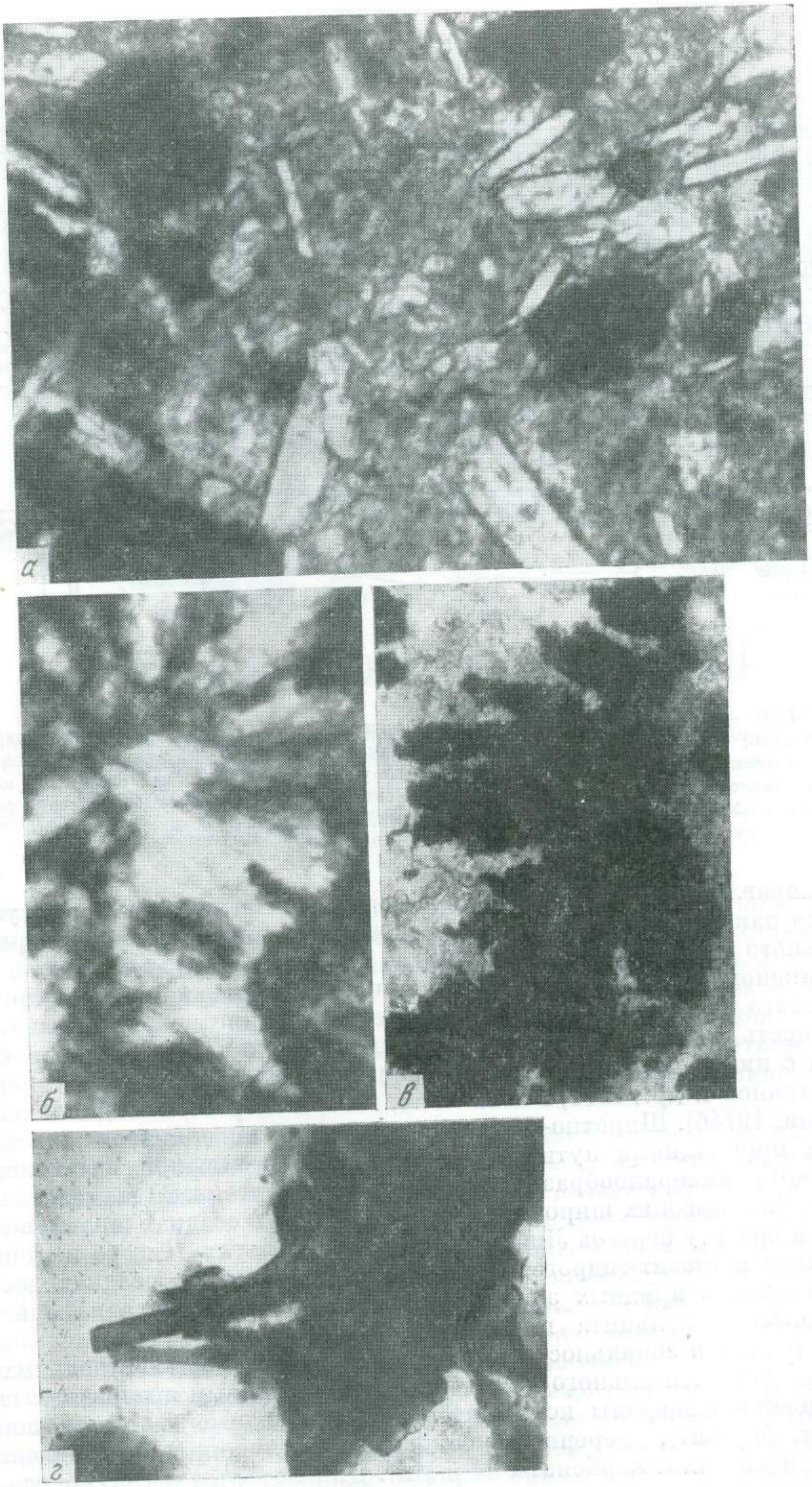


Рис. 30. Гидротермальные минералы восточной части Тихого океана (Лисицына, Бутузова, 1976)

а — кристаллы барита и микровкрапленность железа и марганца в массе глинистого ила, увел. 80; *б* — сферолиты гипса, увел. 160; *в* — дендритовидные стяжения гидроокислов Mn, увел. 80; *г* — кристаллы ферримонтмориллонита, увел. 16 000

вод, температура среды и возможность пересыщения растворов при испарении (осаждение арагонита, доломита).

Комплекс аутигенных минералов пелагической области характеризуется рентгеноаморфными, в меньшей степени — кристаллическими фазами гидроокислов Fe^{3+} и Mn^{4+} в форме конкреционных образований и рассеянных тонкодисперсных в ассоциации с филлипситом, аутигенным монтмориллонитом и редким целестобаритом. Запрещены в пелагических парагенезах сульфиды, карбонаты и силикаты двухвалентных Fe и Mn, что связано с отсутствием редукционной зоны из-за низкой концентрации органического вещества и завершения процессов его минерализации в поверхностном слое осадков.

Важнейшее условие пелагического аутигенного минералообразования — низкие скорости аккумуляции осадков, что благоприятствует развитию на границе вода — осадок процессов гальмиролиза и медленной хемогенной садке минеральных фаз из придонных вод. Диагенетическое минералообразование происходит, по-видимому, близ самой поверхности дна без значительной миграции вещества (поскольку для этого здесь нет энергетической основы — $C_{орг}$) главным образом путем коагуляции и раскристаллизации коллоидов. Четкая грань между гальмиролизом (взаимодействием с придонной водой) и диагенезом (взаимодействием с поровой водой) здесь отсутствует. Оба процесса как бы сливаются в единый механизм с общей тенденцией к термодинамическому равновесию в условиях высоких положительных Eh (от +300 до +500), близких к нейтральным pH. Малые скорости осадконакопления допускают протекание крайне медленных реакций взаимодействия, не реализующихся в условиях быстрого захоронения.

Широтная зональность в пелагическом комплексе проявляется в предпочтительной приуроченности определенных парагенезов к широтно ориентированным поясам и выявляется по количественным характеристикам — относительному обилию аутигенных минералов, не запрещенных и в других зонах. Так, высокие концентрации филлипсита и железомарганцевых конкреций в ассоциации с аутигенным монтмориллонитом образуются в субтропических аридных зонах (в центрах субтропических круговоротов атмосферы и гидросферы). Целестобарит и барит приурочены преимущественно к экваториальному поясу повышенной биологической продуктивности.По-видимому, широтные пояса кремненакопления благоприятны для образования клиноптилолита. Вертикальная зональность в пелагическом комплексе также не имеет характера запрещенных для каких-то глубин парагенезов, а выражается через количественные показатели относительной концентрации и интенсивности минералообразования. Она прямо связана с вертикальной зональностью скоростей осадконакопления: более быстрым накоплением карбонатных осадков выше КГК по сравнению с пелагическими глинами и кремнистыми осадками. Именно предельно низкими скоростями осадконакопления объясняется преимущественная приуроченность к большим глубинам (глубже КГК) парагенеза филлипсита с аутигенным монтмориллонитом и железомарганцевыми конкрециями. К условиям ограниченной (или нулевой) аккумуляции, обусловленным деятельностью придонных течений, приурочены участки исключительно высоких концентраций гидроокислов Fe и Mn (конкреций, корок) на подводных горах (Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

В целом выявляется четкая фациальная приуроченность аутигенных минералов, что позволяет использовать их в качестве надежных индикаторов палеоокеанологической обстановки при изучении древних морских и океанских осадочных образований.

§ 8. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ

8.1. Общие сведения

Важное значение в поставке минерального материала имеет генерация океанской (базальтовой) коры и сопряженных с ней минералов в срединных хребтах. Общая протяженность глобальной системы активных хребтов составляет в Мировом океане около 60 тыс. км. Ширина зоны хребта зависит от скорости раздвижения дна и составляет обычно 300—3000 км. Если принять среднюю скорость расширения дна равной 3—5 см/год, то при средней плотности базальтов и мощности новообразованной коры в 6,5 км ежегодное поступление горячего (800—1000° С) базальтового вещества в системе активных хребтов составляет 11×10^{16} г, т. е. в 3—4 раза больше твердого стока с континентов. Вода проникает в толщу базальтов на глубину более 3 км (по наблюдениям в скважинах Исландии), а по другим данным — на всю глубину базальтового слоя. Таковы потенциальные возможности этого источника минералов. Как они реализуются?

При горячем контакте вода — базальт происходит выщелачивание из базальтов многих элементов, в первую очередь Fe и Mn, и их отложение на дне близ очага поступления в виде оксигидратных образований, богатых малыми элементами, так называемых металлоносных осадков. О масштабах поступления эндогенного вещества из хребтов можно приблизительно судить по ширине зон минералого-геохимических аномалий (Лисицын, 1978). Только в области Восточно-Тихоокеанского поднятия площадь значительного воздействия гидротерм на седиментацию, где накапливаются осадки, содержащие более 10% Fe (в пересчете на бескарбонатное вещество), составляет более 10 млн. км^2 (Лисицын и др., 1976). Кроме этого (площадного) типа распространения, обнаружены и два других типа металлоносных осадков, имеющие меньшее значение: линейные, связанные с глубинными разломами, и точечные, близ активных подводных вулканов.

Острова-вулканы и подводные вулканы поставляют щелочные базальты и небольшое количество пирокластики соответствующего состава. В целом их роль безусловно уступает хребтам. Значение для седиментации в основном имеет их субаэральное выветривание с поставкой минерального материала в экваториальных зонах намного большей, чем пирокластики (Лисицына, 1975).

Наиболее распространенными минералами в осадках, сопряженных с горячими базальтами на дне Тихого океана, являются рентгеноаморфные и слабо раскристаллизованные коллоидные образования, обогащенные в первую очередь Fe и Mn. Их объединяют в группу оксигидратов Fe и Mn, содержание которых определяется в основном методом фазового химического анализа (Лисицын и др., 1976), а также комплексом вспомогательных методов. Судя по мессбауэровским спектрам, наиболее распространенным минералом является гетит — FeOOH с размером глобул около 140—300 Å; сходный гетит в глобулах около 100 Å установлен и в осадках Красного моря (Strangway e. a., 1969). Специальными рентгеновскими исследованиями в металлоносных осадках Тихого океана обнаружены, кроме гетита, также δMnO_2 и тодорокит (Dymond e. a., 1973).

Широким распространением пользуется также плохо окристаллизованный и диагностирующийся только при специальных исследованиях Fe-монтмориллонит, обнаруженный как в металлоносных осадках Тихого океана, так и в Красном море (Sayles, Bischoff, 1973; Лисицын и др., 1976).

Итак, наиболее характерен для металлоносных осадков парагенез двух коллоидно-дисперсных минералов —гетита и Fe-монтмориллонита; широко распространены рентгеноаморфные коллоидные минералы (см. рис. 30).

Аутигенные минералы ассоциируют здесь с терригенными, а также вулканогенными и эдафогенными.

Гидротермальные проявления наблюдаются не только в широкой зоне активных хребтов и по соседству, но и более локально — в осевых частях срединных хребтов, на отдельных участках дна и склонов рифтовых долин, рифтовых гребней, а также в пределах смежных частей поперечных тектонических долин.

Первые признаки гидротермальных проявлений в рифтовой зоне обнаружены на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), где в рыхлых карбонатных осадках было выявлено обогащение Fe, Mn и (в меньшей степени) Cu, Ni, Co (Bevelle, 1944; El Wakeel, Riley, 1961; Скорнякова, 1964; Bonatti, Joensuu, 1966; Boström, Peterson, 1966, 1969; и др.). В этот же период появляется первая информация о термальных рассолах и рудных осадках во впадинах на дне рифтовой долины Красного моря (Miller, 1964; Degens, Ross, 1969; Батурин и др., 1969).

В последнее время гидротермальные минералы изучены в пределах Галапагосского хребта и ВТП (Лисицын, 1973; Лисицын и др., 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, 1976; Moore, Vogt, 1976), на Срединно-Атлантическом хребте: на 36° с. ш. (ARCYANA, 1975), на 26° с. ш. (Scott, Rona e. a., 1974; Scott, Scott, Swanson e. a., 1974), на 23° с.ш. (Thompson e. a., 1975) и в экваториальной части (Bonatti e. a., 1976), а также в рифтовых зонах Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов (Батурин, 1971; Розанова, 1971; Безруков и др., 1972).

Наблюдается пространственная взаимосвязь между гидротермально измененными осадками и гидротермально метаморфизованными коренными породами, как правило, обнаруживающими явные признаки динамометаморфизма и катаклаза. Наиболее отчетливо эта связь проявляется в тектонических брекчиях.

8.2. Гидротермальные минералы в тектонических брекчиях

Серпентинитовые брекчии обнаружены у подножия склона в рифтовом ущелье Аравийско-Индийского хребта (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971) и на дне впадины Романш, сформированной трансформным разломом (Харин, 1973; Bonatti e. a., 1974). Во впадине Романш в соседстве с брекчией находятся серпентиновые пески, алевролиты, песчаники и гравелиты. Фораминиферовые осадки литифицированы, что отличает их от подобных осадков, не подвергшихся гидротермальному воздействию.

В рифтовом ущелье Аравийско-Индийского хребта обломочный материал брекчии представлен набором пород расслоенного комплекса. Это метагаббро, серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты, в значительной степени катаклазированные и гидротермально метаморфизованные. Интенсивное гидротермально-метасоматическое замещение обломочных компонентов брекчии выражается в полной или частичной хлоритизации (хлориты диоктаэдрический и триоктаэдрический), тремолитизации и актинолитизации, отальковании, антигоритизации, арагонитизации и доломитизации, в появлении прожилков лизардита и хрупкого хризотила по системе тонких трещин. Карбонатные компоненты в брекчии, фораминиферы и кокколитофориды, присутствующие, как правило, в контактирующих с брекчией осадках, по-видимому, растворены, но кремнистые остатки (диатомовые) не изменены.

Цемент брекчии по степени уплотнения и окраске неоднородный. В целом, он рыхлый, имеет голубовато-серый цвет, на фоне которого выделяются серовато-белые пятна и полосы. Вокруг отдельных обломков метагаббро наблюдается уплотненный скрытокристаллический голубовато-серый цемент, представленный хлоритом в смеси с пока не расшифрованным 11 Å минералом

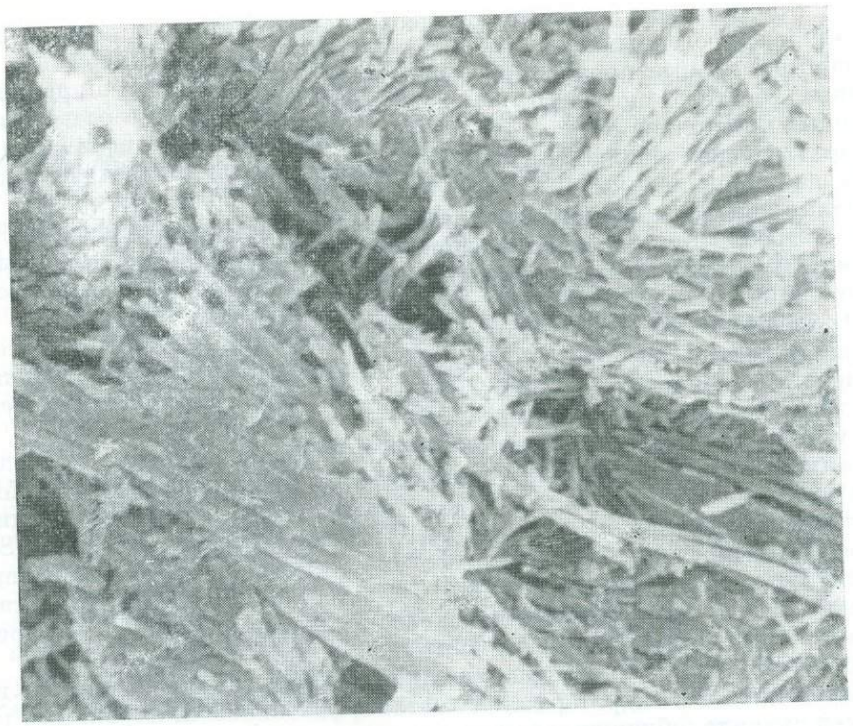


Рис. 31. Хризотил в цементе тектонической брекчии
Рифтовое ущелье Аравийско-Индийского хребта, ст. 5319-5. Сканирующий микроскоп, увел. 16000

и антигоритом. Первичная милонитизированная рыхлая «цементирующая» масса брекчии, унаследовавшая состав породообразующих серпентинов (хризотила и лизардита), в процессе гидротермально-эксгалятивного воздействия преобразована в клинохризотил и хризотил-асбест (рис. 31). Отдельные участки цемента сложены белым тонкочешуйчатым и тонковолокнистым агрегатом, состоящим из диоктаэдрического и триоктаэдрического хлорита, талька и алюминиевого серпентина. Кроме того, в цементе присутствуют в значительных количествах арагонит и доломит. Арагонит нередко образует тонкие игольчатые инкрустации на границе обломков и цемента. Ненарушенность цемента брекчии, специфическая окраска, отличающая ее от окружающих коричневатых осадков рифтового ущелья, свидетельствуют о том, что образцы подняты из зоны тектонического дробления и гидротермально-эксгалятивного воздействия. Анализ парагенетических ассоциаций новообразованных минералов, а также эксперименты указывают на достаточно высокие температуры гидротермальных растворов в зонах тектонического дробления у поверхности дна.

В условиях эксперимента, проводившегося на полиморфных разновидностях серпентинов в щелочной среде, перекристаллизация пластинчатых фаз в волокнистые наблюдается при 250° С ($P = 300$ атм). Повышение температуры гидротермальной обработки антигорита до 350° С ($P = 500$ атм) приводит к появлению новой фазы — волокнистого магнезиорихтерита (Григорьева и др., 1975). Отсутствие амфибола в рыхлом цементе брекчии и развитие волокнистого серпентина позволяют приближенно оценить значения температуры минералообразования в зонах дробления в интервале 250—350°.

8.3. Гидротермальные минералы в осадках

Современные минералы гидротермального генезиса в осадках рифтовых зон встречаются, по-видимому, во всех типах осадков, на всех гипсометрических уровнях. При активном гидротермальном изменении происходит литификация осадков, частичное или полное метасоматическое замещение первичных компонентов с образованием различных метасоматитов. Появляются необычные для пелагиали парагенезисы, такие, например, как пироксен-асбест + + амфибол-асбест + хлорит + хлорит-вермикулит, троилит + пирротит + + керолит + сапонит, и т. д. Осадки приобретают необычные окраски (нередко пестрые) и, как правило, обедняются органическим веществом.

Исследованиями советских и зарубежных специалистов в современных гидротермально измененных осадках выявлены следующие гидротермальные минералы: сульфиды железа (троилит, гексагональный пирротин, пирит), окислы и гидроокислы марганца и железа (ферригидрит, гетит-гидрогетит, магнетит, бернесит, тодорокит), карбонаты (кальцит, арагонит, доломит, железистый доломит, родохрозит), минералы серпентиновой группы, диоктаэдрический и триоктаэдрический хлориты, керолит, (смесь серпентина с талькоподобной смешанослойной фазой), амфибол-асбест, пироксен-асбест, новый трехрядный ленточный силикат, анальцим, барит, тридимит-кристобалит и т. д.

На различных глубинах тектонических ущелий наблюдаются свои минеральные ассоциации. Гребневым частям рифтовых зон свойственны низкотемпературные ассоциации, дну рифтовых ущелий — более высокотемпературные. Неоднократно одной драгой со дна ущелий были подняты разнофациальные гидротермально измененные осадки, что свидетельствует о быстро меняющейся зональности минералообразования как вертикальной, так (косвенно) и горизонтальной. По-видимому, наиболее высокотемпературные ассоциации минералов устанавливаются непосредственно над тектоническими трещинами или вблизи них, т. е. в зоне более активного поступления гидротерм. В пределах рифтовых зон (с некоторой долей упрощения) можно выделить типы минеральных ассоциаций, связанные с гидротермами различного состава — углекислыми, хлоридными, хлоридно-сульфидными и хлоридно-сульфатными.

С углекислыми (наиболее низкотемпературными) гидротермами связывают локальные процессы в гребневых частях срединных поднятий, приводящие к накоплению Fe, Mn и понижению концентраций Al (Bonatti, 1966; Boström, 1973; Страхов, 1976в). Н. М. Страхов углекислые гидротермы рассматривает как мофеттовую стадию поствулканического процесса, а К. Бострем (Boström, 1973) связывает их с глубинными эманациями карбонатитовой магмы.

С углекислым характером эндогенных растворов связывают нахождение в известково-железистых отложениях ВТП аутигенного кальцита, коррозию фораминиферовых раковин в отдельных точках близ рифтов (Bonatti, 1966). Наши наблюдения показали интенсификацию метасоматического замещения карбоната фораминифер высокомагнезиальным кальцитом и доломитом на отдельных участках гребня Аравийско-Индийского хребта. Здесь же, вблизи зоны кварц-хлоритового гидротермального метасоматоза, в метагаббро и базальтах (ст. 28ПТ —6,10 ~ 5°23′ ю. ш., 68°32,5′ в. д.) обнаружена точка (ст. 5319—1) с литифицированным фораминиферовым песком. Наблюдается друзовидное разрастание кальцита по поверхности раковин, образование коккардового цемента. От окружающих фораминиферовых песков литифицированный осадок отличается и полным отсутствием кокколитов.

С низкотемпературными гидротермами, по-видимому, связаны также метасоматические Mn-Fe корки на карбонатных осадках гидротермального поля Срединно-Атлантического хребта. На гребне и склоне срединной доли-

ны (на 26° с. ш.) на глубинах 2000—2600 м прослежено гидротермальное минералообразование на площади около 100 км² (Scott M. e. a., 1974; Scott R., Rona e. a., 1974; Scott M., Scott R, Swanson e. a., 1974; Scott R. e. a., 1976; Rona e. a., 1976). Продукты гидротермальной деятельности собраны на расстоянии до 20 км от рифта и представлены обломками измененных базальтовых стекол и стекловатых базальтов, покрытых гидроокислами (бернеситом и тодорокитом). Здесь же собраны образцы гидротермально измененных осадков, содержащих анальцим, барит, окислы марганца, смектит. Кроме того, вдоль западного склона рифтовой долины на протяжении 3—8 км на осадках наблюдается слой, а местами два слоя марганцевой инкрустации мощностью от 3 до 50 мм. Термальные аномалии в 300-метровой толще воды над гидротермальной площадью указывают на современную гидротермальную активность.

С хлоридными гидротермами связано несколько типов минерализации. Это низкотемпературные гидротермальные хлорит-монтмориллонит-серпентиновые глины и ассоциирующие с ними металлоносные железокремнистые глины на Западно-Индийском хребте (28°22′ ю. ш., 62°36,7′ в. д.). Сюда же относятся металлоносные осадки Красного моря и впадины Хесса (ст. 0532—01, 0539; ~2°12′ с. ш., 101°35′ з. д.).

Хлоридный характер гидротерм Красного моря доказан химическими анализами придонной и поровой вод (Baumann e. a., 1973; Craig, 1969). Некоторые аналогии между железокремнистыми глинами рифтовых впадин срединных хребтов и металлоносными осадками Красного моря (например, значительные содержания гидроокисных минералов Fe, ферримонтмориллонита, нонтронита и т. д.), а также тесная взаимосвязь в пределах одной колонки окисленных железокремнистых глин с восстановленными хлорит-монтмориллонит-серпентиновыми глинами, характеризующимися в свою очередь присутствием Cl в ряде новообразованных минералов и повышенными концентрациями растворимых солей хлоридов,— все это позволяет считать всю совокупность измененных осадков производной хлоридных гидротерм, а наблюдаемое в них сочетание восстановленных и окисленных слоев объяснять метасоматической зональностью минералообразования.

В 1964—1965 гг. на дне рифтового ущелья (28°22′ ю. ш., 62°36,7′ в. д.) Западно-Индийского хребта примерно на 30 км по простиранию долины прослежена толща (мощностью около 1 м) голубовато-серых глин, переслаивающихся с эдафогенным песком и гравием (Безруков и др., 1972). Серпентинизированные ультраосновные породы, полученные из этого ущелья, также гидротермально изменены и вмещают сульфидную минерализацию (Черышева, 1970). В осадках отмечены низкие величины Eh, свойственные восстановительным условиям. Выявлены специфический хлорит-Fe-монтмориллонит-серпентиновый состав глин, смешанослойный характер глинистых минералов и пятнистая цементация серпентиноподобным минералом песчаных прослоев. Исследование коллоидной фракции осадков методом микродифракции показало преобладание в ее составе иголочек хризотила. Наблюдениями в сканирующем микроскопе выявлен наложенный характер хризотиловой (рис. 32) и хлорит-Fe-монтмориллонитовой минерализации. Возникновение волокнистых серпентинов является результатом частичной перекристаллизации обломочных антигорит-лизардитовых минералов в осадке и, возможно, согласно экспериментальным данным, следствием гидротермального изменения последних.

В этом же рифтовом ущелье, в одной из колонок (глубина 5003 м) среди поля гидротермально измененных осадков, в основании голубовато-серых хлорит-монтмориллонит-серпентиновых глин обнаружен слой (около 4 см) темно-коричневых пелитовых илов, обогащенных Fe до 18% и Mn до 0,9%. Основная тонкодисперсная масса осадка рентгеноаморфна. Только примене-



Рис. 32. Новообразования хризотила в алеврито-пелитовом осадке
Рифтовое ущелье Центрально-Индийского хребта, ст. 5324-4. Сканирующий микроскоп, увел. 20000

ние комплекса методов позволяет выделить среди основных компонентов осадков метаколлоидные стяжения водных окислов Fe, не дающих магнитного расщепления в мессбауэровских спектрах в силу своей дисперсности, и, кроме того, существенные количества неупорядоченного тридимита-кристобалита и смектита.

Термографическое изучение осадка и кривые поглощения инфракрасных лучей дают основания предполагать, что водная окись железа представлена ферригидритом, частично испытавшим превращение в гематит (определен оптическими методами). Самопроизвольные превращения при старении в водной среде неустойчивого ферригидрита в устойчивый гематит отмечены Ф. В. Чухровым с соавторами (1973; Чухров, 1975) в растворах с реакцией от умеренно кислой до умеренно щелочной.

Изучение осадков в сканирующем микроскопе и микрозондовый анализ позволили выделить среди новообразований ромбоэдрический железистый доломит, остропирамидальный арагонит, альбит, образующие тонкодисперсные друзовидные выросты совместно с железо-глинистыми хлопьями на поверхности кремнистых тридимит-кристобалитовых метаколлоидных агрегатов (рис. 33). Кроме того, в незначительных количествах наблюдаются новообразования тонкодисперсного хлорита и Fe-Mn микроконкреций. В составе хлоритов установлено присутствие хлора. Изотропность основной части кремнисто-глинистых стяжений и многократное увеличение объема осадка при обработке его соляной кислотой свидетельствуют также о коллоидальной форме существования соединений кремния в осадке.

Приуроченность описанного железистого осадка к толще хлорит-Fe-монтмориллонит-серпентиновых алеврито-пелитовых илов, отсутствие других

типов осадков в пределах этого ущелья и, наконец, наличие серпентинитового минерального комплекса в составе осадков позволяют предполагать гидротермально-эксгаляционное перерождение первоначально серпентинового эдафогенного осадка.

С низкотемпературным хлоридным типом гидротерм связано гидротермальное минералообразование во впадинах Красного моря. Хлоридный характер гидротерм установлен непосредственным анализом состава вод глубоководных депрессий (Brewer, Spencer, 1969; Baumann e. a., 1973), в части гидро-

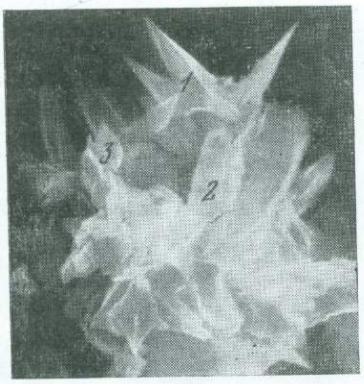


Рис. 33. Копьевидные кристаллы арагонита (*1*), альбита (*2*) и железистого доломита (*3*) в металлоносном осадке

Рифтовое ущелье Центрально-Индийского хребта, ст. 5324-7, гор. 124-126 см. Сканирующий микроскоп, увел. 10 000

терм обнаружены хлоридно-сульфидные комплексы (Bischoff, 1969). Гидротермальное минералообразование в отдельных депрессиях Красного моря создает высокие скорости накопления рудных осадков — более 40 см в 1000 лет (Ku, Broecker, 1969). Среднее содержание Fe + Mn в осадках — 25,7% (Bischoff, 1969). В Красном море гидротермы прорываются в наддонную воду и в ряде замкнутых депрессий образуют горячие (до + 61° С) рассолы.

Недавними исследованиями осадков Красного моря установлено, что в зависимости от соотношений гидротермальных минералов с обломочными (терригенными) и биогенными может быть выделено семь фациальных групп, отличающихся набором минералов (Bäcker, 1976).

1. Обломочно-биогенная группа:
   мергели;
   карбонатные осадки разного генезиса с обломочным материалом;
   вулканогенные осадки.
2. Группа окисных фаций:
   лимонитовые ($>40\%$ Fe, $<2\%$ сульфидов, $<3\%$ Mn, $<6\%$ CaO, $<20\%$ SiO_2);
   гематитовые;
   магнетитовые;
   манганитовые ($>25\%$ Mn, $<25\%$ Fe, $<0{,}1\%$ сульфидов, $<10\%$ CaO, $<20\%$ SiO_2).
3. Группа сульфатных фаций:
   ангидритовые;
   гипсовые;
   баритовые.
4. Группа карбонатных фаций:
   родохрозитовые;
   манганосидеритовые.
5. Группа сульфидных фаций (более 5% сульфидов, $<10\%$ CO_2):
   моносульфидные (со сфалеритом);
   пиритные.

6. Группа силикатных фаций (> 20% SiO_2, < 5% сульфидов, < 100 ppm Cd):
   смектитовые.
7. Группа смешанных фаций:
   первичные смешанные;
   вторичные смешанные.

Фациальные группы 2—6 определяются соответствующими гидротермальными минералами. Окисленные формы железа и марганца здесь представлены преимущественно рентгеноаморфными гидроокислами железа, реже гетитом, лепидокрокитом и тонкозернистым манганитом (Bäcker, Richter, 1973; Bischoff, 1969). Исследованиями Дж. Бишоффа во впадине Атлантис II и Ф. В. Чухрова с соавторами (1973) в осадках впадины Дискавери в качестве основного компонента осадков установлен ферригидрит. Гематит встречается реже, в качестве примеси в ассоциации с гетитом, магнетитом и тальком (впадина Тетис; Bäcker, Schoell, 1972). В ассоциации с окислами встречен родохрозит.

Сульфидная фация представлена моносульфидами Zn (сфалерит), пиритом, едва окристаллизованными моносульфидами железа, ассоциирующими с манганосидеритом и халькопиритом. Наряду с рудными компонентами в этой фации отмечаются относительно высокие концентрации SiO_2 (20—30%), обусловленные аморфной фазой соединений кремнезема.

Новообразованные силикаты в осадках представлены минералами группы монтмориллонита. Дж. Бишофф (1972) в качестве главного силиката описал нонтронит и железистый монтмориллонит. Есть указания (Bäcker, Richter, 1973), что большая часть этого материала более или менее аморфна. Характерными эксгаляционно-осадочными компонентами являются также сульфаты: ангидрит, гипс и барит.

С хлоридным типом гидротерм связана, кроме того, более высокотемпературная минеральная ассоциация. Во впадине Хесса образец пироксен-амфибол-асбестового метасоматита обнаружен в драге 0532—01, поднявшей с глубины 4600—5100 м около 0,5 т гидротермально измененных осадков совместно с описанным ниже керолитовым метасоматитом и многочисленными фрагментами слоя пестро окрашенных гидротермально измененных осадков (Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, 1976). Комплексные исследования породы показали почти полное метасоматическое замещение биогенно-эдафогенного осадка пироксен-асбестом и амфибол-асбестом и незначительное образование хлорита-вермикулита и нового трехрядного ленточного силиката. Реликтовые обломочные компоненты метасоматита, представленные метагаббровым минеральным комплексом, в значительной мере изменены. Обнаружены единичные корродированные реликты кокколитов и радиолярий.

Детальное изучение состава метасоматита с помощью дифрактометрии, микродифракции и рентгеновского микрозондового анализа показало принадлежность амфиболов к серии тремолит—железистый тремолит—роговая обманка. Для пироксенов получены составы, близкие диопсиду—геденбергиту. Устанавливается короткоигольчатый (от 0,001 до 0,01 мм) габитус метасоматических минералов, собранных в звездчатые агрегаты и микроглобули с беспорядочной ориентировкой иголочек (рис. 34) либо в параллельные сростки. Учитывая геологические и экспериментальные данные (Калинин и др., 1975), можно предположить температуры образования этой ассоциации до 500—550° С при соответствующем увеличении давления до 500 атм, определяемого гидростатической нагрузкой.

Таким образом, парагенетическая ассоциация амфибол + пироксен + хлорит + вермикулит является индикатором высокотемпературного гидротермального изменения осадков. Игольчатые пироксены и амфиболы обнаружены также в коллоидной фракции осадков в рифтовом ущелье Аравийско-

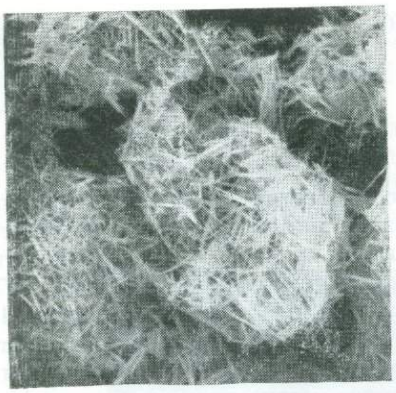
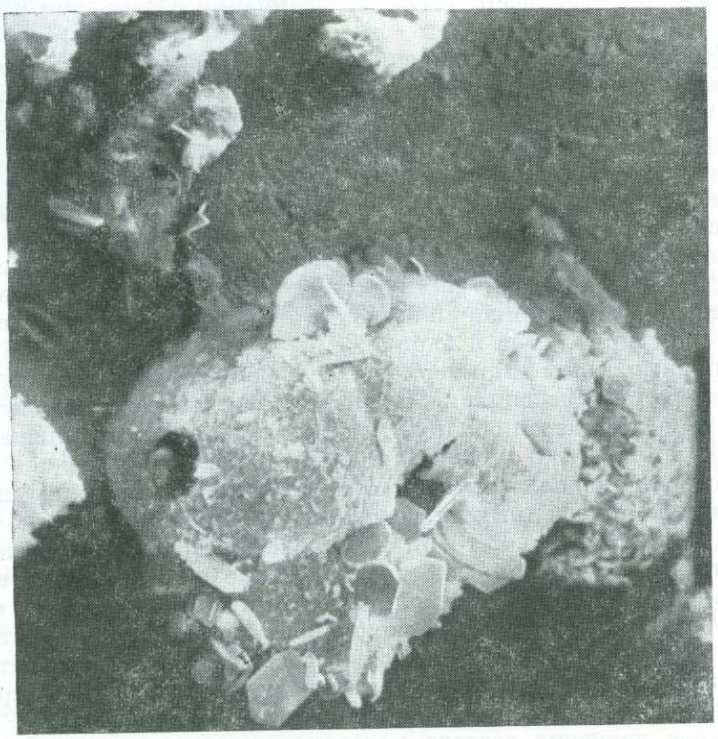


Рис. 34. Микроглобули беспорядочно ориентированных игольчатых кристаллов пироксен-асбеста и амфибол-асбеста в гидротермально измененном осадке

Впадина Хесса, ст. 0532-01. Сканирующий микроскоп, увел. 1000

Рис. 35. Гексагональные пластины пирротина на поверхности раковины фораминиферы, замещенной керолитом

Впадина Хесса, ст. 0532-01. Сканирующий микроскоп, увел. 2000



Индийского хребта. Неизмененный облик этих осадков свидетельствует о переотложении гидротермальных минералов и о довольно широком образовании высокотемпературных минеральных ассоциаций в рифтовых зонах. Это подтверждается и сульфидными гидротермальными проявлениями в осадках впадины Хесса (Лисицын и др., 1976; Розанова, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976). Образец с сульфидами обнаружен среди гидротермально измененных эдафогенных глин, алевритов и песков в драге 0532—01. Порода слабо сцементирована, имеет структуру крупнозернистого фораминиферового песка. Кальцитовый скелет фораминифер полностью или частично замещен керолитом и сульфидами железа (рис. 35): гексагональным пирротином, высокотемпературным троилитом и очень малым количеством марказита. Керолит — минеральная ассоциация, состоящая из серпентина и неупорядоченно смешаннослойных талькоподобных и монтмориллонитоподобных пакетов. Споради-

ческий поровый цемент метасоматита представлен сапонитом и керолитом. Присутствие сульфидов железа в виде мельчайших (до 0,01—0,1 мм) кристалликов обусловило высокую железистость метасоматита, достигающую 11%.

Экспериментальные данные по синтезу минералов, присутствующих в ассоциации керолит + троилит + пирротин, допускают температуры их формирования до 450°. Выпадение из раствора указанных модификаций сульфидов свидетельствует о его недонасыщенности серой и об избыточном содержании железа. Видовой состав замещенных керолитом фораминифер свидетельствует о современном возрасте гидротермальной минерализации.

В той же драге 0532—01 обнаружены менее интенсивные проявления сульфидной минерализации в гидротермально измененных эдафогенных осадках, на границе хлорит-монтмориллонит-амфибол-серпентиновых алевро-пелитовых илов и прослоев серпентинового песка. Характер минерализации этих осадков свидетельствует о связи с гидротермами, приведшими к образованию описанной выше минеральной ассоциации. Осадки уплотнены, пески частично сцементированы глинистыми минералами из группы монтмориллонита. В глинистых слоях наблюдается необычная для пелагиали пористая раскристаллизация глинистых минералов хлорит-монтмориллонит-антигоритового состава. Осадки характеризуются пестрой полосчато-пятнистой окраской от коричневато-красной до различных оттенков серой (голубой, оливковый, желтый). Границы между слоями коричневато-красных и голубовато-серых осадков преимущественно резкие, характерные для метасоматических зон. Судя по распределению окраски, растекающиеся гидротермальные растворы, имеющие относительно низкие положительные значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh — 42—97; 129—292 мв; Розанова, 1976), просачивались по проницаемым прослоям песков, а от них по горизонтальным и вертикальным трещинам в стороны, метаморфизуя контактирующие с ними глинистые илы и образуя зоны восстановленных (серых) и окисленных (красновато-коричневых) осадков (pH = 8; Eh + 324 — + + 482 мв).

Четко фиксируют смену метасоматических зон минералы железа. В относительно окисленных осадках Fe присутствует в основном в виде мельчайших (до 0,1 мкм) иголочек гетита-гидрогетита, импрегнирующих сгустки глинистых минералов (рис. 36). В восстановленных слоях железо связано либо в моносульфиды (гексагональный пирротин и троилит с незначительными выделениями магнетита), либо в слоистые силикаты (нонтронит, Fe-монтмориллонит). Встречаются единичные мельчайшие пластиночки гематита.

Присутствие достоверного гетита-гидрогетита в окисленных осадках и отсутствие этих минеральных фаз в восстановленных, характеризующихся преимущественным вхождением Fe в решетку новообразованных силикатов и (в незначительной степени) в гематит, свидетельствуют также о разнице температур в близко расположенных слоях осадков. В связи с наблюдающимся исчезновением гетита и перераспределением Fe в силикаты и частичным переходом в гематит можно предполагать в восстановленных рыхлых прослоях довольно высокие температуры, которые можно приравнять температурам фазового перехода гетита в гематит (300—420° С). Физическое поле устойчивости антигорита ограничивает верхний температурный предел растворов 350° С. Слабощелочная реакция гидротерм в эдафогенных осадках и вероятная генетическая связь их со слабокислыми гидротермами может быть объяснена процессами нейтрализации термальных растворов растворяющимся кальцитом раковин фораминифер (что обнаружено в пробе керолитового метасоматита). Пространственно, а также по характеру минерализации (наличие соединений серы в составе новообразованных минералов) к гидротермально метасоматическим образованиям с сульфидами примыкает гидротермально измененный слабо уплотненный эдафогенный песчано-глинистый осадок, обна-



Рис. 36. Игольчатые кристаллы гидрогетита, импрегнирующие глинистый агрегат в гидротермально измененном хлорит-монтмориллонит-серпентиновом осадке

Впадина Хесса, ст. 0532-01. Электронный микроскоп, увел. 50 000

руженный в этой же драге 0532—01. Наиболее интересная его особенность — метасоматическое развитие в глинистом материале лейст и иголочек арагонита и барита. Арагонит составляет около 25% осадка и резко преобладает над баритом. Учитывая тесную пространственную ассоциацию всех перечисленных парагенезисов, встреченных в одной драге на дне впадины Хесса: пирротин + + троилит + керолит; пироксен + амфибол + хлорит + вермикулит; хлорит + Fe-монтмориллонит + антигорит; гематит + магнетит + барит + арагонит, сближенных единой рудной специализаций, можно говорить об их происхождении из одного типа гидротерм. Парагенетическая ассоциация образцов с сульфатной и сульфидной минерализацией с пироксен-тремолит-асбестовым метасоматитом, образованным хлоридными гидротермами, позволяет предполагать возникновение сульфатных и сульфидных гидротерм за счет усложнения хлоридных, как это обычно наблюдается в областях активного вулканизма на суше.

Известны сульфидные новообразования гидротермального генезиса во впадине Романш в экваториальной Атлантике (Bonatti e. a., 1976). С глубины 7090—7350 м с широтного хребта, возвышающегося над дном долины на 100—500 м, получены стяжения диаметром до нескольких сантиметров, состоящие из пиритового ядра, окруженного оторочкой тонкослоистых гидроокислов Fe, через несколько недель на воздухе они переходят в мелантерит ($FeSO_4 \cdot 7H_2O$) и аморфную серу.

Глава V

ОКЕАНСКИЕ ФАЦИИ

Фациальный подход к изучению современного океанского седиментогенеза берет свое начало с периода проведения работ на судне «Челленджер» в конце XIX в., когда первые сведения о глубоководных осадках были систематизированы по фациальной обстановке их накопления (батиальные, абиссальные осадки), а латеральная смена одних типов осадков другими рассматривалась как результат изменения определенных параметров этой обстановки, т. е. фациальных условий (глубины, рельефа дна, температуры вод). В той или иной мере приблизились к методам фациального анализа почти все последующие работы по современным осадкам. Так, в исследованиях, проведенных отечественными, а также большинством зарубежных ученых, вскрывались причинные связи осадков и отдельных их признаков с фациальной обстановкой осадкообразования, изучались закономерности фациальных изменений в конкретной связи с изменениями характеристик среды, топографии дна, условий поставки осадочного материала. Литологические карты современных осадков по сути дела являются и картами фаций, а при их составлении авторы использовали определенные фациальные закономерности, например закон критической глубины карбонатонакопления — универсального фациального перехода в пелагическом осадкообразовании.

Но все же фациальный анализ океанского осадкообразования как самостоятельное научное направление со своей методикой, задачами исследования и теоретическими основами пока еще не получил широкого развития. Такое положение заметно тормозит решение сравнительно-литологических проблем, особенно тех, которые возникают при палеогеографической интерпретации данных глубоководного бурения. Представляется, что фациальный анализ может стать перспективным методическим приемом и в системе научных дисциплин океанологии как один из методов синтеза разнообразных океанологических характеристик, нашедших отражение в признаках осадков.

§ 1. ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

1.1. Некоторые методические вопросы

Не вступая в затянувшуюся на столетие дискуссию о сущности и формулировках понятия «фация», автор применяет это понятие как выражение единства условий (обстановки) осадкообразования и возникающего под их воздействием осадка с определенным набором фациальных признаков (Мурдмаа, 1973). Такое понимание термина сходно с определением фации, сделанным Н. В. Логвиненко и В. И. Марченко (1973): «обстановки осадконакопления. . . овеществленные в осадке или горной породе», и не противоречит, как нам кажется, смыслу, вкладываемому в него на практике большинством геологов.

Фациальный анализ предполагает прежде всего изучение фациальных изменений одновозрастных отложений. Исследование фациальной изменчивости — основное содержание этого метода, отличающее его от других

методов познания осадков и процессов их формирования. Фация как объект исследования может быть выделена только в сравнении с соседними, отличными от него объектами (фациями). Именно так понимает идею фациального анализа Е. В. Шанцер (1966). В своем учебнике Г. Ф. Крашенинников (1971) также неоднократно подчеркивает эту же мысль, определяя фацию как «комплекс отложений, отличающихся. . . от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» (с. 16), или «учение о фациях — это учение о генетических изменениях осадков. . . о причинах и закономерностях таких изменений» (с. 23). Петрографический (литологический) подход в отличие от фациального предполагает выделение определенных, дискретных типов осадков, свойства которых на площади их распространения либо усредняются, либо принимаются как неизменные. Фациальный анализ направлен на вскрытие закономерностей и причин (генетической сущности) изменений как внутри ареала данного литологического типа, так и на переходах от одного типа к другому.

Выделение фаций в океане как объектов фациального анализа лишено произвольности лишь при условии, что в ряду фациальных изменений существуют относительно однородные участки, разделенные зонами более быстрых изменений — фациальными переходами. Опыт изучения фациальной изменчивости в современном океане убеждает в реальности именно таких взаимоотношений. На любом масштабном уровне удается обособить относительно однородные поля осадков (или их характерных свойств), объединенные сходством процессов их формирования, и в той или иной мере резкие фациальные переходы, связанные с возрастанием градиентов тех или иных параметров. Более того, удается выявить внутренне связанное изменение целого комплекса параметров на одних и тех же границах, что наводит на мысль о возможности рассмотрения фаций как элементарных природных систем в общей системе океанского седиментогенеза.

Системный подход к фациальному анализу предполагает прежде всего то, что фация не есть произвольно или условно выделенный участок дна, а является действующей (действовавшей в прошлом) природной системой со своими «входами» и «выходами» вещества и энергии, со своей внутренней структурой. Она занимает закономерное положение в фациальной системе более крупного порядка и связана с соседними фациями определенным образом упорядоченными процессами обмена вещества и энергии. В то же время фациальная система любого масштаба характеризуется своими взаимоотношениями со средой — толщей океанских вод, их физико-химическими и динамическими параметрами, а также с субстратом. Отсюда вытекает, в частности, определенное сходство фациальных систем с биологическими, которые строятся на таких же логических принципах.

Рассматривая фации как относительно самостоятельные природные системы, удобно пользоваться понятием их внутренней фациальной организации. Понятие фациальной организации (структуры) той или иной категории высшего порядка (зоны, области) опирается на представление о закономерном, а не случайном наборе более мелких фациальных единиц, об их определенным образом упорядоченном расположении и функционировании под действием закономерно построенных полей факторов осадкообразования. Так, например, фациальную организацию макрофации подводного хребта в пелагической области можно охарактеризовать закономерной сменой фаций промываемых придонными течениями фораминиферовых песков на гребне фациями неотсортированных пелагических кокколитово-фораминиферовых илов, отлагающихся в относительно затишных условиях придонных вод на флангах, и фациями известковых турбидитов в запруженных бассейнах (депрессиях) этих флангов. При однородном поле продукции биогенного известкового материала в пределах макрофации фациальная организация последней создана меняю-

щимся в зависимости от рельефа полем гидродинамической активности придонных вод и зависящим от уклона дна полем деятельности суспензионных потоков (гравитационного процесса).

Различимы два методических подхода к изучению океанских фаций, которые условно можно именовать индуктивным и дедуктивным. Индуктивный метод заключается в изучении разнообразных фациальных признаков осадков — их вещественного состава, структур, текстур, фаунистических остатков, типоморфных минеральных новообразований и т. д. По изменениям этих признаков выявляются направления фациальных изменений и производится выделение фаций — «относительно однородных единиц в ряду фациальных изменений» (Шанцер, 1966). Генетическая интерпретация выявленных фациальных переходов приводит к вскрытию причинных связей с изменениями фациальной обстановки и к установлению более общих закономерностей седиментонегеза. Как видно, такой подход идентичен методике фациального анализа ископаемых отложений.

Другой, дедуктивный метод заключается в изучении разнообразных физико-географических, топографических, океанологических условий осадконакопления и их изменений в пространстве, в анализе влияния этих условий на седиментогенез, в выявлении таким образом общих закономерных изменений процессов седиментогенеза. Факторы среды при анализе современных фаций поддаются непосредственному изучению и в большинстве своем — количественному измерению. Этим занимается целый комплекс океанологических наук — гидрология, гидрохимия, гидробиология, геоморфология дна, метеорология, гидрооптика. Разумеется, далеко не все параметры, измеряемые в океане, могут рассматриваться как элементы фациальной обстановки, а только те из них, которые оказывают влияние на осадкообразование. Отсюда вытекает различие между понятиями «фация» и «ландшафт»: первое включает в себя только определенную, литогенетически значимую часть характеристик подводного ландшафта.

На акватории океана параметры среды могут выражаться в виде полей величин, меняющихся по определенным законам. Так, существуют поля температуры вод, скоростей течений, концентрации взвеси, первичной продукции и т. д. Изображая их в изолиниях на картах, мы получаем представление о зонах возрастания и убывания данного параметра, а также о направлениях и градиентах изменений. По этим данным можно судить об изменениях влияния данного параметра на процесс осадкообразования, т. е. предсказать определенные фациальные изменения. Так, уменьшение величины первичной продукции отражается на интенсивности биогенного пелагического кремненакопления, что приводит к фациальным переходам — смене кремнистых осадков на бескремнистые глины, если только какой-нибудь другой, более сильный фактор не нарушит этой закономерности.

На практике фациального анализа индуктивный и дедуктивный подходы должны сочетаться, взаимно дополняя друг друга. Но это не исключает самостоятельных исследований свойств осадков и полей параметров среды. Результаты таких специальных исследований и служат тем фактическим материалом, синтез которого дает нам картину фаций и фациальных изменений.

В вопросе о физическом объеме фации автор, следуя Е. В. Шанцеру (1966), Г. Ф. Крашенинникову (1971) и ряду других исследователей, придерживается здесь точки зрения, что в зависимости от масштаба и задач исследования могут выделяться фациальные единицы самого различного размера и что выработка априорных, жестко фиксированных универсальных классификаций их на практике мало перспективна. Для удобства изложения материала все же целесообразно различить фациальные единицы разного порядка, которые можно грубо сопоставить с формальными масштабами исследования (съемки). Схема таких единиц приведена в таблице.

Схема масштабов фациальных единиц в океане

Единица	Примерная протяженность, км		Масштаб изображения на карте
	вдоль	поперек	
Мегафация	Более 10 000	1000—10 000	Мельче 1 : 10 000 000
Макрофация	100—1000	10—100	1 : 1 000 000
Мезофация	10—100	1—10	1 : 100 000
Микрофация	0,1—1	0,01—0,1	Крупнее 1 : 10 000

Фациальные единицы любого масштаба должны выделяться по комплексу признаков, включая; литологические типы осадков; структурно-текстурные их особенности, указывающие на механизм осаждения; генетические типы отложений; аутигенные минералы и цвет осадка как индикаторы физико-химических параметров среды осаждения и диагенеза; геохимические параметры; характерные включения и примеси; комплексы аллотигенных минералов; фаунистические остатки и следы жизнедеятельности донных организмов. С другой стороны, при фациальном районировании океана учитываются физико-географические и океанологические данные: рельеф дна, глубина, питающие водосборные площади, системы циркуляции вод, биологическая продуктивность и т. д.

1.2. Основы фациального районирования океана

Фациальное районирование океана можно производить по разным критериям, по-разному соподчиняя друг другу известные закономерности взаимно перекрещивающихся и отчасти взаимодействующих систем зональностей осадочного процесса. Проще всего исходить из схем геоморфологического районирования, выделяя фации крупных морфоструктурных элементов океанских бассейнов — шельфов, континентальных склонов, абиссальных котловин и т. д. Это правильнее, чем попытки свести классификацию фаций к упрощенной и во многом неверной «батиметрической» схеме, используя в качестве основного критерия абсолютную глубину (фации мелководные, батиальные, абиссальные). Здесь уместно напомнить, что вертикальная зональность осадкообразования, которая при таком подходе призвана служить генетической основой классификации, в гораздо большей степени зависит от относительной, чем от абсолютной глубины. По сути дела с абсолютной глубиной связаны в океане лишь две важные фациальные границы — критическая глубина карбонатонакопления (по величине колеблющаяся, однако, в довольно широких пределах — от 3—3,5 до 4,7—5 км) и предельная глубина активного волнового воздействия (порядка 50—100 м).

Приуроченность определенных фаций и их комплексов к крупным формам подводного рельефа и морфоструктурам использована в данной главе для выделения макрофаций. Но в океане удается очертить и более крупные — мегафациальные категории, охватывающие сочетания ряда морфоструктур и объединенные общностью типов седиментогенеза.

А. П. Лисицыным (1974 б, 1978 и др.) обоснована и детально разработана концепция климатической (широтной, географической) зональности океанского осадочного процесса, что приводит его к выводу о существовании в океане широтно вытянутых природных зон, отличающихся друг от друга большим набором показателей фациальной обстановки, факторов осадкообразования и соответствующих признаков осадков, а в итоге — типами литогенеза. Критерий климатической зональности планеты можно на этом основании

ставить в основу фациального районирования океана, выделяя широтные зоны, границами которых служат фациальные изменения, связанные с широтно-зональными факторами.

Широтная зональность в той или иной степени отражена в фациях любых глубин, форм рельефа и тектонических зон океана. Но конкретные ее проявления сильно различаются, так что в одних и тех же климатических зонах развиты весьма разнообразные литолого-фациальные типы осадков. Нередко сходство типов осадков, отдельных их признаков, а также факторов осадкообразования между соседними широтными зонами гораздо больше, чем внутри одной зоны. Поэтому представляется целесообразным рассматривать широтно-зональные фациальные изменения не как первооснову, а в рамках зон и областей, выделенных по другим критериям, а именно по крупным элементам рельефа дна и по более общим закономерностям циркумконтинентальной зональности.

Развитие идеи П. Л. Безрукова о циркумконтинентальной зональности осадкообразования (Безруков, 1962, 1964) привело к представлению о двух главных типах океанского седиментогенеза — приконтинентальном и пелагическом (Безруков, Мурдмаа, 1971), на которые накладывается вулканогенно-осадочный процесс. Преобладание одного из двух типов седиментогенеза позволяет выделить в океане приконтинентальную и пелагическую области, рассматриваемые как мегафации первого порядка, по масштабам сопоставимые с областью континентального осадкообразования, взятого в целом.

Еще на заре морской геологии было замечено коренное отличие между глубоководными осадками близких к континентам зон океанов и их открытых частей, испытывающих минимальное влияние выносимого с континентов терригенного материала. Последние получили название пелагических осадков на том основании, что слагающее их вещество продуцируется преимущественно водной толщей (пелагиалью), обитающими в ней организмами, в то время как первые сложены главным образом продуктами денудации суши.

Анализ современного осадкообразования в океанах приводит к выводу о принципиальном значении такого противопоставления для понимания всей системы океанского седиментогенеза как планетарного процесса перемещения и трансформации вещества литосферы, протекающего на 2/3 поверхности Земли, занятой водами Мирового океана. Оно служит основой выделения двух главных типов океанского седиментогенеза — приконтинентального и пелагического — и разделения океана на соответствующие мегафациальные области. Отличие между этими двумя типами осадочного процесса выражается в специфических типах осадков, в характере их накопления и диагенеза, в аутигенных минералах, а также в мощностях и скоростях накопления (абсолютных массах). В историческом плане это отличие приводит к образованию разных групп осадочных формаций.

Переход от приконтинентальной области к пелагической представляет собой одну из важнейших фациальных границ в океане. Он затрагивает основные стороны осадочного процесса и может рассматриваться как смена одного типа (или подтипа) океанского литогенеза другим. Разумеется, такой переход не выражен в природе какой-либо резкой границей, а представляет собой развернутую зону, в которой наблюдаются не только строго однонаправленные фациальные изменения, но возможны сложные, в том числе обратные тенденции. Тем не менее многие важные показатели фациальной обстановки и признаки осадков выявляют в своем закономерном изменении от континентов к центру океана отчетливый перегиб (возрастание градиентов) в одной и той же сравнительно узкой переходной зоне, которую поэтому естественно считать границей между приконтинентальной и пелагической областями.

Наиболее четко и наглядно проявляется скачкообразное изменение характера раннедиагенетических оксиредукционных процессов, выражающееся

в изменении цвета осадков. В приконтинентальной области (за некоторыми исключениями, касающимися мелководных фаций) в подповерхностных слоях под действием микробиологического разложения реакционноспособного органического вещества создается восстановительная среда, в которой гидроокислы железа и марганца переходят в восстановленные формы, окрашивая осадок в серые, зеленоватые или голубоватые тона. Сероцветные осадки покрыты коричневым окисленным поверхностным слоем, находящимся под влиянием окислительной среды придонных вод океана. Мощность окисленного слоя колеблется от миллиметров до десятков сантиметров, иногда достигая 1—2 м, в целом возрастая по мере удаления от континентов с уменьшением скоростей осадконакопления, в первую очередь — скоростей накопления глинистого вещества.

В пелагической области редукционная зона отсутствует и осадки окрашены в разные оттенки коричневого, красного, желтого цветов на всю мощность. Исчезновение сероцветных осадков в большинстве районов довольно резкое, иногда фиксируется с точностью до нескольких километров. По предельной границе распространения редукционной зоны производится разделение двух важнейших литолого-фациальных типов глубоководных глинистых осадков — гемипелагических (серых) и пелагических (красных) глин, а также смешанных биогенно-терригенных (мергельных, кремнисто-глинистых) и туффитовых осадков, среди которых также удается выделить гемипелагические и пелагические разности.

Главным продуктом приконтинентального седиментогенеза являются терригенные осадки от грубозернистых до глинистых, представленные различными генетическими типами накоплений: волновыми (прибрежными), отложениями придонных течений (в том числе контуритами) и гравитационного транспорта, турбидитами, гемипелагитами, ледово-морскими и айсберговыми отложениями. Кроме того, в приконтинентальной области развиты различные биогенно-терригенные (мергельные, кремнисто-глинистые, известково-обломочные) смешанные осадки, а в вулканических районах также вулканокластические и туффитовые осадки. Гораздо реже (только в условиях ослабленного терригенного питания) встречаются чистые пелагические биогенные илы. Такие биогенные осадки, главным образом известковые кокколитово-фораминиферовые, можно представить как проявления пелагического седиментогенеза внутри приконтинентальной области. Они наблюдаются только в тех районах, где приконтинентальный седиментогенез ослаблен из-за малого поступления с континентов терригенного материала, что имеет место у побережий с аридным климатом и незначительными площадями водосбора (например, у берегов Австралии или Восточной Африки). Особняком стоят рифовые комплексы, в целом близкие к своим аналогам в пелагической области. Своеобразные фациальные комплексы связаны с зонами апвеллингов.

Пелагический седиментогенез создает планктоногенные биогенные осадки (известковые, кремнистые) и глубоководные пелагические глины. Нахождение последних в приконтинентальной области полностью исключено. При пелагическом седиментогенезе не образуются сероцветные терригенные осадки (по самому определению понятия).

Основу всего океанского седиментогенеза составляют два процесса седиментации: механический терригенный и биогенный. Они резко доминируют в общем балансе осадочного вещества над вулканогенной и хемогенной седиментацией (Лисицын, 1974б; Страхов, 1976в). Осаждение твердых терригенных частиц и экстракция определенных растворенных веществ организмами (с образованием таким путем биогенного осадочного вещества) происходит как в приконтинентальном, так и в пелагическом типах седиментогенеза, но соотношение их резко различно, что и является важнейшим критерием для выделения этих типов.

Пелагический седиментогенез отличается от приконтинентального отсутствием интенсивного накопления терригенного материала, ничтожно малыми скоростями и абсолютными массами. Поэтому, если для приконтинентального типа характерно разбавление биогенного материала терригенным, то для пелагического такое разбавление не свойственно. При пелагическом седиментогенезе скорости накопления (абсолютные массы) абиогенных осадков — пелагических глин — почти всегда ниже, чем скорости накопления биогенных осадков соседних фаций. Приконтинентальный седиментогенез характеризуется обратными соотношениями — превышением по скоростям терригенного осадконакопления над пелагическим биогенным.

Скорости накопления терригенных осадков (гемипелагических глин, обломочно-глинистых илов) в приконтинентальной области обычно на 1—2 порядка превышают скорости накопления пелагических глин. Различие между максимальными и минимальными величинами намного больше. Скорости биогенного планктоногенного осадконакопления (абсолютные массы биогенного материала) имеют также тенденцию к возрастанию в приконтинентальной области, что обусловлено, с одной стороны, возрастанием биологической продуктивности вод на периферии океана (особенно в зонах апвеллинга), а с другой стороны — быстрым захоронением биогенных компонентов среди терригенного материала, что предохраняет их от растворения. Последнее обстоятельство особенно сильно сказывается на накоплении абсолютных масс органического вещества, величины которых в приконтинентальной области по крайней мере на 1—2 порядка выше, чем в пелагической (Романкевич, 1977). Более быстрое захоронение содействует также циркумокеаническому повышению абсолютных масс $CaCO_3$ (выше критической глубины) и биогенного кремнезема.

В итоге приконтинентальная область отличается от пелагической более высокими значениями скоростей накопления (абсолютными массами) терригенного и биогенного материала, а значит — осадков в целом, включая почти все геохимические и минеральные их компоненты. Иначе обстоит дело с процентными содержаниями компонентов, многие из которых имеют тенденцию к возрастанию в пелагической области. Так, известны пелагические максимумы концентрации железа, марганца, а также никеля, меди и ряда других микроэлементов. Можно говорить также о пелагических максимумах концентрации $CaCO_3$ и биогенного кремнезема, хотя они сосредоточены только в определенных зонах. В приконтинентальной области концентрации этих компонентов редко достигают высоких значений из-за разбавляющего влияния терригенного материала.

Концентрация органического вещества в осадках приконтинентальной области по сравнению с пелагической, наоборот, заметно повышенная: если в пелагической области содержание $C_{орг}$, как правило, менее 0,25%, то в тонкозернистых осадках приконтинентальной области она достигает 1—2%. В пелагических осадках органическое вещество уже в поверхностном слое представлено преимущественно нерастворимыми устойчивыми соединениями, тогда как в приконтинентальной области лабильные дееспособные компоненты составляют значительную долю на глубине до нескольких метров от поверхности. Такое различие объясняется не только более высокой продукцией органического вещества, но и благоприятными условиями его захоронения при высоких скоростях накопления осадков (Романкевич, 1977). Обогащенность органическим веществом и в первую очередь дееспособными его компонентами создает предпосылки для развития редукционных процессов.

Если в приконтинентальном седиментогенезе основу суммарных абсолютных масс осадочного вещества составляют твердые фазы терригенного материала, поступающего непосредственно с континентов, то пелагический

седиментогенез питается главным образом веществом, заключенным в динамическом резервуаре толщи океанских вод, как растворенным (истинные и коллоидные растворы), так и взвешенным. Целиком за счет избирательной концентрации и преобразования растворенных веществ, «обезличенных» многократным перемешиванием океанских вод, функционирует механизм биогенной седиментации, и именно он создает наиболее значительные абсолютные массы пелагических осадков.

Ничтожная по интенсивности абиогенная седиментация — пелагическое глинонакопление — также связано не прямо с поступлением и путями разноса терригенной взвеси, а с выпадением твердых частиц из общих, в сильной степени усредненных запасов взвешенных веществ водной толщи океана. Вероятно, из запасов растворенных веществ океанской воды черпается основная масса рудных компонентов пелагических железомарганцевых конкреций и корок (Железо-марганцевые конкреции..., 1976), а также «гидрогенные» компоненты осадков (гидроокислы железа и марганца, сорбированные на них малые элементы). Геохимические исследования элементов-гидролизатов, в особенности алюминия и титана, позволяют предположить, что круг гидрогенных компонентов в пелагических осадках даже более широк. Так, в составе пелагических глин, вероятно, существенную роль играют коллоидальные (рентгеноаморфные) алюмосиликаты, выпавшие из придонных вод в результате не выясненных пока коллоидно-химических процессов.

В итоге для пелагического седиментогенеза характерно доминирование химико-биологических процессов, контролируемых системой круговорота веществ в пелагиали, для приконтинентального — процессы механической седиментации, контролируемые поступлением и динамикой разноса твердой фазы терригенного материала.

Внутри двух главных мегафациальных областей дальнейшее районирование, т. е. выделение более дробных фациальных единиц (макрофаций, фациальных зон и рядов), целесообразно производить по-разному, на основании наиболее существенных характеристик ведущих процессов осадкообразования в каждой. В приконтинентальной области — это интенсивность поставки и динамика переноса терригенного материала, тесно связанные с главными морфологическими элементами рельефа, с физико-географическими условиями питающих провинций и с динамикой вод. Через эти конкретные связи проявляется влияние циркумконтинентальной, вертикальной, климатической и гидродинамической зональностей. В пелагической области на первое место выступают биогенные процессы осадкообразования, именно их особенности позволяют разделить область на зоны. С одной стороны, фациальная зональность пелагической области контролируется критической глубиной биогенного карбонатонакопления, т. е. является вертикальной (батиметрической), с другой — биологической продуктивностью, характеризующейся широтно-зональным законом распределения. Широтная зональность пелагической области подчеркивается и рядом других показателей.

Особые типы фациальной зональности создаются независимыми эндогенными процессами — вулканической, тектонической и гидротермальной активностью. Эти процессы могут укладываться в рамки пелагической или приконтинентальной области, но в ряде случаев зоны их влияния перекрывают границу, разделяющую ту и другую. В определенных зонах вулканогенный процесс становится абсолютно доминирующим, исключая всякое влияние нормально-осадочных процессов. Поэтому ниже, наряду с описанием двух главных мегафациальных областей — приконтинентальной и пелагической — отдельно рассмотрены фации окраинно-океанских и срединно-океанских подвижных поясов, а также областей вулкано-тектонической активности, где эндогенные факторы создают свои специфические черты фациальной зональности.

§ 2. ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Среди многочисленных факторов, влияющих на фациальную организацию приконтинентальной области, выделяются три главных: поставка терригенного материала, биогенные процессы генерации осадочного вещества и динамика вод. С каждым из них связана своя специфическая система фациальных изменений, разворачивающаяся на морфоструктурных комплексах окраин океанов.

Поставка терригенного материала с континентов в океан, как сейчас надежно установлено прямыми измерениями твердого стока рек и балансными расчетами (Лисицын, 1974б, 1978), имеет отчетливо очаговый характер: подавляющая часть продуктов денудации суши выносится немногочисленными гигантскими реками, тогда как все малые реки, абразия берегов, ледовый и эоловый вынос составляют резко подчиненную долю приходного баланса терригенного материала. Доля эта будет еще меньше, если учесть не всю массу поступающего в океан терригенного материала, а только ту его часть, которая оседает в приконтинентальной области.

Очаговость терригенной поставки влияет на одну из важнейших особенностей фациальной организации приконтинентальной области — изменение характера фациальных рядов вдоль побережий континентов. Поперечные (по отношению к берегам) ряды фаций против устьев крупных рек коренным образом отличаются от рядов, наблюдаемых в областях, где речной сток ограничен или отсутствует. Это различие сказывается на всех без исключения фациальных зонах от прибрежных и шельфовых до глубоководных абиссальных равнин. Поскольку большинство крупных рек мира дренирует гумидные зоны материков и впадает в океан также в пределах гумидных зон, то в такой вдольбереговой смене фациальных рядов находит определенное отражение климатическая зональность планеты. Это обстоятельство, однако, не может, по мнению автора, служить достаточным основанием для выделения в приконтинентальной области климатических типов седиментогенеза. Скорее следует говорить о модификациях единого приконтинентального типа седиментогенеза.

Нужно иметь в виду, что на расположение бассейнов крупных рек, а в значительной мере также на их твердый сток и на состав выносимых продуктов денудации оказывает влияние не меньшее, чем климатические факторы, рельеф континентов, т. е. тектонический фактор. Наряду с климатической мы имеем в приконтинентальной области еще и вдольбереговую «орогидрографическую» зональность поставки терригенного материала. Важное значение имеет также состав пород, подвергающихся выветриванию, их первоначальная податливость денудации, т. е. геологический фактор.

Окраины океанов принято делить по геоморфологическим и тектоническим признакам на атлантический («пассивный») и тихоокеанский («активный») типы. Различие между этими основными типами существенно сказывается и на распределении фаций.

На окраинах атлантического типа в их идеальном проявлении имеется следующий ряд макрофаций от берега в сторону открытого океана: прибрежно-морские — шельфовые — уступа континентального склона — континентального подножья — абиссальных равнин. На «активных» окраинах тихоокеанского типа с островными дугами этот ряд осложняется: к прибрежно-морским, шельфовым и склоновым фациям континентального побережья причленяется ряд: котловины окраинных морей с их внутренними поднятиями — островные дуги — глубоководные желоба — краевые океанские валы — волнистые равнины периферии ложа океана. Фации активных окраин рассмотрены в § 5 настоящей главы.

2.1. Фации океанских шельфов

Мелководные шельфовые фации отличаются исключительным разнообразием и пестротой (Наливкин, 1955; Невесский, 1967; и др.). Здесь наблюдается множество фациальных переходов, различных по масштабам, направлению и характеру. Сколько-нибудь подробное их описание не укладывается в рамки данной главы, и мы вынуждены ограничиться лишь некоторыми соображениями о месте шельфов в общей фациальной организации приконтинентальной области.

Следует подчеркнуть, что современные шельфы как фациальные зоны — явление в каком-то смысле исключительное в геологической истории континентальных окраин. Слабо наклоненные, в значительной мере выровненные поверхности шельфов, отделенные отчетливым перегибом дна (бровкой) от уступа континентального склона, выработаны в ходе связанных с плейстоценовыми материковыми оледенениями эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Современная фациальная обстановка установилась на этих поверхностях только в голоцене в результате послеледниковой эвстатической трансгрессии. До этого глубина, положение береговой линии, условия питания терригенным материалом существенно отличались от современных, соответственно была иной и картина распределения фаций. За сравнительно короткий срок последней трансгрессии фациальная организация шельфа не успела полностью перестроиться в связи с изменившимися условиями или захорониться, что находит выражение в широком развитии реликтовых фаций на современной поверхности дна. Предохранению реликтовых фаций от захоронения способствует высокая подвижность вод, препятствующая осаждению тонкозернистого материала, особенно на внешних частях открытых шельфов. Наблюдаемая картина распределения типов осадков и фаций на поверхности шельфа представляет собой сложную мозаику из участков собственно современных и реликтовых образований, в той или иной мере переработанных под влиянием современных условий.

В шельфовую зону океана поступает подавляющая часть терригенного материала, выносимого с континентов реками, а также в результате абразии берегов. Однако из этой массы вещества, включающего влекомые по дну обломочные частицы, взвешенные и растворенные компоненты, в осадках океанских шельфов фиксируется и захороняется лишь незначительная доля. Все остальное проносится через шельфы (с их высокой подвижностью вод) транзитом и либо сбрасывается на континентальный склон в виде придонного потока вещества, либо поступает в общий баланс океанских водных масс (терригенная взвесь, растворенные вещества). Современные шельфы представляют собой главным образом зону транзита терригенного материала. Отсюда вытекает вероятность развития на шельфах «временных» (эфемерных) фаций, представляющих промежуточные стадии движения терригенного материала и имеющих мало шансов быть захороненными и зафиксированными в виде геологических тел. Такие недолговечные фации на океанских шельфах чередуются, с одной стороны, с участками устойчивого осадконакопления, а с другой — с участками «неотложения» — отсутствия современных осадков (или размыва).

По гидродинамическим и вытекающим из них литодинамическим критериям на открытых океанских шельфах можно выделить три главные фациальные зоны: 1) прибрежные мелководья (примерно до глубины 50 м), включая береговую зону, где главным динамическим агентом перемещения осадочного вещества служат поверхностные волны (зона активного волнового воздействия); 2) среднюю часть шельфа (ориентировочные глубины 50—100 м), где ощущается лишь слабое воздействие волн на дно, а скорости придонных течений умеренные, не препятствующие, как правило, осаждению песчано-

алевритовых или даже более тонких осадков; 3) внешний край шельфа — зона усиленных придонных течений и активного воздействия на дно длинных волн (приливных, цунами, а также, вероятно, внутренних гравитационных волн). Динамические условия названных зон реализуются в конкретных литолого-фациальных типах осадков в зависимости от состава и обилия поступающего осадочного материала.

Фациям прибрежной зоны активного волнового воздействия посвящена обширная литература, включающая теоретические (гидродинамические, литодинамические) разработки и детальные региональные исследования (Зенкович, 1962; Невесский, 1967; и др.). Одним из важнейших результатов этих исследований является обоснование представления о сосредоточении прибрежного осадконакопления в пространственно-ограниченных аккумулятивных телах, разделенных зонами транзита осадочного материала, ограниченной аккумуляции или размыва. Сами аккумулятивные тела часто не стационарны, а закономерно перемещаются (например, подводные валы), что приводит к быстрой перестройке фаций во времени.

Высокая гидродинамическая активность вод и высокочастотный колебательный характер движений обусловливают большую горизонтальную (в том числе вдольбереговую) подвижность осадочного материала, его совершенную сортировку, преобладание крупных, главным образом песчаных, фракций в составе осадков волновой зоны. Здесь происходит главный акт механической дифференциации поступающего с суши терригенного материала — отделение (отмучивание) грубообломочных, песчаных и крупноалевритовых частиц от пелита. Последний вместе с мелкоалевритовыми частицами переводится волнением во взвешенное состояние и уносится за пределы волновой зоны. Перемещающийся преимущественно влечением по дну материал крупнее 50 мкм сортируется по гидравлической крупности, скапливается частично в аккумулятивных телах в волновой зоне, а частично уходит из нее на большие глубины. При этом наряду с преобладающими фациями подвижных песков или ракушечно-детритовых осадков встречаются также участки накопления более тонкого алевритового и алевритово-пелитового материала, приуроченные главным образом к ложбинам подводного рельефа и к вогнутостям береговой линии.

Относительно затишная зона среднего шельфа развита в полной мере только в окраинных эпиконтинентальных морях (арктические моря, Северное море) и на широких шельфах котловинных морей (Берингово, Восточно-Китайское, Южно-Китайское моря). На узких открытых океанских шельфах она часто бывает редуцирована или отсутствует. Фациальный переход от волновой зоны к фациям среднего шельфа в классическом виде представлен «линией ила» — резким возрастанием содержания в осадках тонких фракций, ухудшением сортировки, асимметрией гранулометрических спектров за счет раздувов в тонкозернистой области. Одновременно наблюдаются коренные изменения в составе донной фауны — переход от преобладания фильтраторов (сестонофагов) к господству детритофагов, в том числе илоедов, что связано с изменениями условий питания: в осадках более обогащенных органическим веществом извлечение пищи из грунта становится биологически выгоднее (Нейман, Зезина, Семенов, 1977).

Из терригенных осадков в этой зоне характерны алевритовые и алевритово-глинистые илы, особенно широко развитые близ устьев крупных рек — Амазонки, Иравади, Меконга и др. Тонкими пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами покрыта значительная часть дна Желтого моря и северо-западного шельфа Восточно-Китайского моря, куда поступают в огромных количествах выносы рек Китая. В Охотском и Беринговом морях, а также на шельфе Антарктиды в поясах биогенного кремненакопления и слабого терригенного питания накапливаются кремнисто-глинистые диатомовые

илы. В условиях исключительно высокой биологической продуктивности зон апвеллингов средняя часть шельфов (Перуанско-Чилийского, юго-западной Африки) занята специфическими фациями неритических диатомовых и обломочно-глинистых терригенных илов, обогащенных органическим веществом и фосфатом (Батурин, 1978). На тропических шельфах широко развиты обломочно-глинисто-известковые (с ракушечным и кораллово-водорослевым детритом) илы, переходящие в районах отсутствия терригенного питания в известковые детритовые осадки (Арафурское море).

В целом средняя часть шельфа представляет собой зону относительно устойчивого осадконакопления, в ряде районов протекающего с большими скоростями. Прежде всего это относится к испытывающим погружение внутришельфовым впадинам, в которых за короткие промежутки геологического времени накапливаются мощные осадочные толщи. Но все же в аккумулятивных телах среднего шельфа задерживается лишь часть поступающего с суши терригенного материала.

Край шельфа как зона погрубения осадков, ограниченного или нулевого осадконакопления уже давно привлек внимание исследователей (Shepard e. a., 1949; Emery, 1968). Именно в этой зоне наиболее часты выходы древних реликтовых осадков, а также резидуальные образования— грубозернистые остатки от удаления из поступающего со стороны суши или размытого течениями на дне осадочного материала. Наряду с погрубением гранулометрического состава осадки края шельфа отличаются часто повышенным содержанием бентогенного известкового детрита, иногда — донных фораминифер, которые местами становятся осадкообразующими. Близ края шельфа концентрируется грубообломочный материал ледового разноса (из-за снятия разбавляющего влияния более тонкого материала). В районах апвеллинга наблюдается механическая концентрация фосфатных зерен. Краевые фации шельфа в тропических широтах при отсутствии интенсивного терригенного питания могут быть представлены барьерными рифами, классическим примером которых служит Большой барьерный риф Австралии. За исключением рифовых, фации края шельфа отличаются пониженными скоростями осадконакопления (нередко нулевыми).

С повышением гидродинамической активности придонных вод в краевой зоне шельфа связаны изменения в донной фауне: здесь обычно господствуют фильтраторы — сестонофаги, особенно характерны прикрепленные к субстрату формы — губки, кораллы, мшанки, гидроиды, балянусы.

В край шельфа врезаны вершины каньонов континентального склона — важных путей транспортировки обломочного материала с мелководий на большие глубины.

Описанная трехчленная фациальная зональность шельфов представляет собой обобщенную схему, по-разному реализующуюся в различных географических зонах Мирового океана. Так, в Атлантическом океане типичные для отдельных климатических зон фациальные профили существенно отличаются друг от друга (Емельянов, Лисицын, Ильин, 1976), но сохраняют общие черты описанной гидродинамической зональности. Аналогичные типы профилей выделяются и в других океанах, но к ним добавляются еще несколько, например тип северо-восточного шельфа Австралии с Большим барьерным рифом или тип широких шельфов окраинных морей северного умеренного пояса (Охотского, Берингова) с диатомовыми илами в средней части.

2.2. Фации континентальных склонов

Важнейшими особенностями обстановки осадкообразования на континентальных склонах, определяющими специфику их как фациальных зон приконтинентальной области, следует считать:

1) интенсивность поступления терригенного материала и асимметрию поступления основной его массы на верхнюю часть склона со стороны континента;

2) большие перепады глубин (от первых сотен метров до абиссальных) и значительные уклоны дна; общий наклон поверхности дна в сторону океана, что предопределяет господствующее направление гравитационного перемещения осадочного материала;

3) изменчивость гидродинамического режима — чередование условий очень высокой гидродинамической активности в участках, омываемых течениями или находящихся под воздействием приливных и внутренних волн, с относительно затишными зонами; развитие специфических гравитационных гидродинамических процессов — суспензионных потоков;

4) гипсометрическое положение большей части склонов выше критической глубины карбонатонакопления, что предопределяет возможность накопления пелагического биогенного известкового материала;

5) повышенную за счет приконтинентальной вертикальной циркуляции вод биологическую продуктивность, что создает благоприятные условия для усиленной поставки на дно органического вещества, а в определенных условиях (близ апвеллингов и в широтных поясах кремненакопления) — также биогенного кремнезема;

6) обилие (при большой вертикальной изменчивости) донной фауны, местами имеющей осадкообразующее значение (кремневые губки, донные фораминиферы).

Фациальные профили континентальных склонов, как и шельфов, в разных географических поясах Земли и в разных условиях питания терригенным материалом существенно отличны. В зонах с интенсивным терригенным питанием, особенно у устьев крупных рек, это преимущественно терригенные профили, на всем протяжении представленные терригенными осадками. В тропических и субтропических широтах при отсутствии усиленного речного стока, что особенно характерно для аридных зон, профили представлены преимущественно карбонатными (известковыми, мергельными) осадками. В пределах поясов кремненакопления существенно значение кремнисто-терригенных осадков. Имеются разнообразные сочетания этих крайних типов.

Со сравнительно-литологическим толкованием терригенных фаций континентальных склонов связаны некоторые укоренившиеся в геологической литературе недоразумения. Введенные еще в прошлом веке (Murray, Renard, 1891) понятия «батиальных» осадков (фаций) и терригенных «синих глин» как их наиболее характерных представителей нередко используются как критерии фаций континентального склона и соответствующих ему глубин при палеогеографических построениях. Изучение современных фаций континентальных склонов убедительно опровергает такое упрощенное представление. Во-первых, картина распространения фаций на континентальных склонах меньше всего контролируется какими-либо интервалами абсолютных глубин, которые можно было бы именовать «батиальными». Во-вторых, накопление сероцветных глинистых и обломочно-глинистых осадков происходит в наибольших масштабах не на «батиальных» глубинах континентального склона, а у его подножия, где глубина может быть абиссальной (более 4 км) или даже ультраабиссальной (глубоководные желоба). Континентальные склоны, особенно их более крутые верхние части, в значительной мере вообще не представляют собой область аккумуляции, а являются скорее зонами бесчисленных обнажений и транзита осадочного материала. Устойчивое накопление тонких осадков происходит лишь в отдельных депрессиях и вогнутых участках склона («ловушках») с затишными условиями придонных вод и при отсутствии возможностей гравитационного сноса осадочных масс — за геоморфологическими барьерами.

Терригенный фациальный профиль континентального склона представляет собой чередование таких локальных бассейнов аккумуляции тонких осадков с участками обнаженного дна или перемыва обломочного песчано-алевритового материала придонными течениями. При этом, как правило, не наблюдается закономерного возрастания скоростей осадконакопления и абсолютных масс терригенного материала в сторону шельфа, т. е. места «ввода» терригенного материала в систему фациальной зоны склона. В среднем статистически выявляется тенденция погрубения осадков вверх по склону, но на реальных профилях последовательная фациальная смена тонких пелитовых осадков грубыми песчано-алевритовыми по мере приближения к краю шельфа является скорее исключением, чем правилом.

В качестве характерных для терригенного профиля склона можно назвать фации неотсортированных песчано-алевритово-глинистых осадков, накапливающихся в ложбинах за краем шельфа (или других перегибов дна) за счет сбрасывания обломочного материала придонного транспорта и одновременного осаждения взвешенных частиц при резком снижении гидродинамической активности придонных вод. Перепад скоростей течений при переходе от края шельфа к склону бывает очень резок: например, в Бискайском заливе скорости приливных течений над краем шельфа достигали 37 см/с, над склоном — всего 4 см/с (Gould, McKee, 1973).

Наряду с указанными развиты фации «контуритов» (Hollister, Heezen, 1972) — тонкослойчатых песчано-алевритовых осадков, возникающих под воздействием интенсивных вдольсклоновых («контурных») течений, и фации турбидитов в локальных «запруженных» бассейнах, где происходит разгрузка устремляющихся вниз по склону суспензионных потоков.

Картина распределения фаций осложняется подводными каньонами, служащими (или служившими во время плейстоценовых ледниковых эпох) руслами суспензионных потоков. Дно каньонов бывает обнаженным или покрытым грубыми резидуальными отложениями даже на больших глубинах. В послеледниковое время наблюдается заполнение некоторых каньонов тонкими осадками, отложенными либо слабыми суспензионными потоками (турбидиты), либо придонными течениями. Широко развиты на континентальных склонах подводно-оползневые фации, описанные на примере склонов Черного моря еще А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938).

Все терригенные и биогенно-терригенные осадки склонов относительно обогащены органическим веществом и находятся в условиях восстановительной среды раннего диагенеза. Поверхностный окисленный слой, как правило, маломощен, а нередко отсутствует. В осадках образуются аутигенные минералы восстановительной зоны — гидротроилит и пирит. К верхним частям склонов приурочены глауконитовые фации: в одних случаях — зона аутигенного глауконитообразования, в других — результат подводного размыва обнажающихся на склоне древних глауконитсодержащих отложений (Николаева, 1977). Среди тонкозернистых осадков встречаются разности, резко обогащенные органическим веществом (до 1—2% $C_{орг}$ и более) (Романкевич, 1977).

Карбонатный профиль склона представлен в схеме двумя главными фациями — бентогенного кораллово-водорослевого детрита в верхней части, куда материал сносится с края шельфа, и планктоногенных кокколитово-фораминиферовых осадков — в средней. Ниже критической глубины последние сменяются бескарбонатными глинами. Среди карбонатных склоновых осадков можно различить фации — гомологи терригенных. Здесь имеются неотсортированные скопления снесенного с шельфа мелководного детрита с высоким содержанием тонкодисперсного известкового материала, известковые турбидиты, отмытые течениями биоморфные фораминиферовые пески (известковые «контуриты»), оползневые образования.

Хотя среди известковых осадков континентальных склонов встречаются разности с высоким содержанием $CaCO_3$, сходные с пелагическими, гораздо чаще наблюдаются мергельные, со значительным содержанием терригенного глинистого и обломочно-глинистого компонента. Серый цвет и восстановительная реакция среды в подповерхностных слоях таких осадков служит критерием для отнесения их к гемипелагическому типу.

Из специфических склоновых фаций следует отметить еще кремнево-спикуловые, развитые часто под краем шельфа и у подножий крутых уступов и выступов склона, на которых обитают биоценозы эпифауны с обильным населением стеклянных губок.

2.3. Фации континентальных подножий

Континентальное подножье (подножье континентального склона) в типичном виде представлено полого наклоненной в сторону океана поверхностью мощного аккумулятивного тела, прислоненного к уступу континентального склона. В зарубежной литературе данная форма рельефа получила название «приконтинентального поднятия» (continental rise). В системе осадкообразования это главная зона разгрузки придонного гравитационного переноса осадочного материала вниз по континентальному склону, а одновременно — зона осаждения значительной части терригенной взвеси, главным образом глубинной, движущейся в виде «облаков» мутной наддонной воды от береговых источников в глубь океана.

На современной поверхности континентального подножья распространены обломочно-глинистые (алевритово-глинистые, глинисто-алевритовые) и мергельные илы; в разрезах, вскрытых грунтовыми трубками или бурением, обнаруживаются признаки турбидитов — прослои песка и алеврита с характерными градационными и микрослойчатыми текстурами, ритмичная слоистость. Предполагается также широкое распространение отложений придонных течений (контуритов). Деятельностью придонных течений, вероятно, созданы своеобразные системы аккумулятивных валов на континентальных подножьях (Heezen e. a., 1966b; Hollister, Heezen, 1972; Tucholke, 1975; Tucholke e. a., 1973; Benson, Sheridan e. a., 1978). Ими объясняются знаки ряби, наблюдаемые на фотографиях дна. Бурением вскрыты мощные оползневые тела, а также отложения катастрофического гравитационного стекания масс осадков со склона (Benson, Sheridan e. a., 1978).

Континентальные подножия отличаются очень высокими, максимальными для глубоководных осадков средними скоростями осадконакопления, достигающими нескольких сот миллиметров за 1000 лет. Здесь сосредоточены наибольшие абсолютные массы обломочно-глинистого терригенного материала (больше они бывают только в дельтах крупных рек), а также захороненного органического вещества, в том числе растительных остатков наземного происхождения. Под маломощным окисленным слоем осадки находятся в условиях восстановительной среды, содержат гидротроилит и пирит.

Фации континентальных подножий довольно выдержанны на больших расстояниях как по простиранию склона, так и на поперечных профилях. Фациальное однообразие усиливается вдольсклоновым придонным перемещением осадочного материала «контурными» течениями. В глобальном масштабе прослеживается смена по простиранию мощных терригенных шлейфов близ главных источников выноса терригенного материала менее выраженными карбонатными фациями (мергельные осадки) у подножий склонов, на которых развиты известковые гемипелагические осадки.

Донная фауна континентальных подножий довольно обильна, но представлена в основном мягкотелыми организмами, не сохраняющимися в ископаемом состоянии. Здесь доминирует трофическая группировка детритофагов,

особенно безвыборочно заглатывающих грунт (илоедов). Разнообразные следы этих организмов видны на фотографиях дна и сохраняются в осадках в виде разного рода «ходов».

2.4. Фации плоских абиссальных равнин

Абиссальные аккумулятивные равнины с почти горизонтальной, идеально выровненной поверхностью представляют собой как бы глубоководное продолжение континентальных подножий. В современных фациях переход от последних к абиссальным равнинам слабо выражен и носит, как правило, весьма постепенный характер.

Фациями плоских абиссальных равнин занята преобладающая часть приконтинентальной области всех океанов, кроме Тихого. В последнем они развиты только на дне котловин окраинных морей, примыкающих к континентам (Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Коралловое, Тасманово), в Аляскинском заливе и в котловине Беллинсгаузена, т. е. там, где глубоководные бассейны не отделены от континентальных склонов желобами и островными дугами. Крупнейшие абиссальные равнины имеются в северной части Индийского океана (Бенгальский залив, Аравийское море) и в Атлантическом океане (Северо-Американская, Ангольская, Аргентинская котловины, море Уэдделла). Глубина океана над абиссальными равнинами составляет 4—5,5 км, в морях она меньше.

В настоящее время почти общепринята точка зрения о формировании абиссальных равнин в результате аккумулятивной деятельности суспензионных потоков. Она подтверждается типичными ритмично-слоистыми текстурами турбидитов, вскрытых грунтовыми трубками и скважинами, а также характерными записями непрерывного сейсмопрофилирования: картиной «непрозрачного» горизонтально-слоистого осадочного тела, «залившего» неровности рельефа подстилающего ложа, не облекая их, а притыкаясь к склонам.

В большинстве случаев показано, что наиболее интенсивная турбидитная аккумуляция происходила в плейстоцене (в Антарктике — начиная с миоцена), в эпохи оледенений, тогда как в голоцене она проявлена слабее или вообще прекратилась, что привело к смене плейстоценовых терригенных турбидитов кверху гемипелагическими осадками: глинистыми, кремнисто-глинистыми или мергельными.

На большинстве абиссальных равнин (Бенгальского залива, Аравийского моря, Северо-Американской котловины, ряда окраинных морей Тихого океана и т. д.) все же распространены современные турбидиты. Они относятся в основном к типу дистальных, представляя собой тонкозернистые (глинистые, алевритово-глинистые, мергельные) осадки с ритмично-слоистой текстурой, выраженной чередованием гомогенных турбидитных слоев с маломощными (часто миллиметровыми) более грубыми прослоями в основании и гемипелагических слоев с ходами роющих организмов в кровле. Гемипелагические члены ритмов отложились в периоды между прохождением суспензионных потоков. Основания ритмов турбидитов могут быть представлены не только терригенным алевритом, как в типичных приконтинентальных турбидитах, но и переотложенным биогенным карбонатным материалом (фораминиферами), а в районах кремненакопления — радиоляриями. Подобные турбидиты образуются в результате перемыва биогенных осадков, отложившихся на континентальном склоне или на подводных возвышенностях. Турбидиты в целом представлены восстановленными сероцветными осадками, но в них нередко наблюдаются захороненные коричневые окисленные слои — реликты поверхностной окисленной зоны гемипелагических членов ритмов.

Наряду с турбидитами на поверхности абиссальных равнин широко распространены однородные глинистые или мергельные осадки без явных тек-

стурных признаков турбидитов. Иногда такие осадки при почти неизменном составе имеют яркую полосчатую окраску — чередование субгоризонтальных полос разных оттенков серого, зеленовато-серого и коричневого, что, по-видимому, отражает пульсационный характер осадконакопления. В других случаях наблюдается чередование четко очерченных слоев (в среднем по 1—10 см) тонкозернистых пелитовых и алевритово-пелитовых осадков с разной карбонатностью. Представляется вероятным осаждение таких осадков из пульсационно поступающих «облаков» придонной взвеси, перемещаемых над абиссальной равниной уже не как гравитационные суспензионные потоки, а в виде масс мутной воды в силу обычных гидродинамических факторов — глубинных течений, внутренних и приливных волн. «Облака» взвеси могут при этом быть связанными с деятельностью суспензионных потоков или возникать независимо от них.

Каков бы ни был механизм седиментации, общим для всех абиссальных равнин являются высокие средние скорости накопления осадков вообще и терригенного материала в особенности. В силу пульсационного характера седиментации здесь особенно важно подчеркнуть, что измеряемые стратиграфическим методом скорости осадконакопления отражают не реальные скорости осаждения вещества, а усреднение отдельных мгновенных актов, разделенных длительными промежутками медленной аккумуляции или даже перерывами. Абсолютные массы терригенного материала на абиссальных равнинах высокие, хотя и уступают тем, которые сосредоточены (в расчете на единицу площади) в аккумулятивных телах континентальных подножий. То же можно сказать об абсолютных массах органического вещества и всех химических компонентов, связанных с обломочно-глинистой частью осадков.

В пределах каждой отдельно взятой абиссальной равнины современный осадочный покров практически непрерывен и отличается фациальным однообразием на больших расстояниях. На очень широких равнинах с односторонним терригенным питанием можно наблюдать закономерные фациальные изменения в направлении от главного источника терригенного материала в сторону океана. Так, в Бенгальском заливе по мере удаления от устья Ганга, т. е. в южном направлении, постепенно возрастает карбонатность поверхностного слоя осадков: бескарбонатные глины сменяются слабомергелистыми, а затем мергельными. Эти изменения, связанные с уменьшением масс терригенного глинистого вещества, происходят на фоне постепенного возрастания глубины океана противоположно закону уменьшения карбонатности с глубиной, связанного с растворением $CaCO_3$. В этом же направлении убывают скорости осадконакопления и абсолютные массы терригенного материала.

Абиссальные аккумулятивные равнины в большинстве случаев завершают макрофациальный ряд приконтинентальной области атлантического типа. Внешняя граница равнин практически совпадает с границей между приконтинентальной и пелагической областями. Исключениями являются районы, где на пути «разлива» турбидитов возвышаются подводные барьеры, за которыми на волнистых равнинах ложа океана накапливаются облекающие неровности рельефа гемипелагические осадки. Такие случаи более характерны для окраин тихоокеанского типа.

§ 3. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

3.1. Основные направления фациальных изменений

Пелагическая область, по самому определению этого понятия, получает ничтожную (в расчете на единицу площади) долю твердого осадочного вещества, выносимого с континентов. Его хватает для обеспечения лишь очень незначи-

тельных темпов терригенного осадконакопления — не более первых миллиметров за 1000 лет. Материал этот почти исключительно тонкодисперсный и свободно переносится даже слабыми океанскими течениями. До сих пор не получено однозначного ответа на вопрос о способах его осаждения из разреженной суспензии через многокилометровую толщу подвижных океанских вод. Наиболее вероятным представляется механизм биогенной садки: извлечение взвешенных частиц из воды фильтрующими планктонными организмами с последующим сбросом в виде фекальных комочков или передачей через пищевые цепи на дно.

Таким образом, процессы терригенного осадконакопления в пелагической области становятся зависимыми от биогенных, подчиняясь зональным закономерностям последних (Лисицын, 1978). Терригенная взвесь при этом выступает как компонент океанских водных масс, теряя прямую связь с континентальными источниками питания. Тем не менее разнос взвеси течениями над пелагической областью и поле ее концентрации оказывают определенное, хотя и опосредованное, влияние на состав и скорости накопления абиогенной части пелагических осадков. Так, например, в северной пелагической части Тихого океана удается проследить путь разноса глинистых минералов с преобладанием гидрослюд, выносимых мощнейшим источником — реками Китая — вдоль потока Северо-Тихоокеанского течения, или преимущественно монтмориллонитового материала вдоль пассатных течений (Тихий океан..., 1970).

Изменения состава и скоростей накопления тонкодисперсного терригенного материала, обусловленные как путями его переноса, так и разной интенсивностью биогенных процессов садки, представляют один план фациальных переходов пелагической области. Он находит наиболее яркое отражение в вариациях состава и скоростей накопления пелагических глин, в их двух обобщенных литолого-фациальных типах — мио- и эвпелагических глинах (см. главу III, § 2), в меньшей степени — в составе кремнисто-глинистых осадков и почти не влияет на фации известковых.

Второй план фациальных изменений (фациальной организации) пелагической области обусловлен неравномерным, широтно-зональным характером поля биологической продуктивности (первичной продукции), в частности продуктивности организмов с кремневой функцией — диатомей, радиолярий, силикофлягеллят. Трем широтным поясам повышенной продуктивности соответствуют три планетарных пояса биогенного кремненакопления: экваториальный и два в умеренных широтах (Лисицын, 1966а, 1978). Между ними располагаются обширные области очень низкой биологической продуктивности вод в центрах субтропических антициклональных круговоротов течений, по широтному положению примерно соответствующих аридным поясам континентов. В этих зонах биогенного кремненакопления практически не происходит.

Из названных почти целиком находится в пределах пелагической области Антарктический пояс диатомовых илов, проходящий через южные части трех океанов. Экваториальный пояс, представленный преимущественно радиоляриями, пересекает пелагические области Тихого и Индийского океанов, но слабо выражен в Атлантическом океане. Северный пояс входит только своей южной периферией в пределы пелагической области Тихого океана, выражаясь здесь в обогащении миопелагических глин диатомовыми и радиоляриями, в пелагической области Атлантики он не выражен.

Третья генеральная закономерность пелагического седиментогенеза заключается в вертикальной (гипсометрической) зональности карбонатонакопления, в существовании критической глубины, выше которой в пелагической области всюду возможно накопление планктоногенных известковых осадков, а ниже которой эти осадки неизменно сменяются бескарбонатными

глинистыми или кремнистыми из-за растворения $CaCO_3$ в недосыщенных им глубинных водах. Критическая (или компенсационная) глубина представляет собой универсальную, притом весьма четкую фациальную границу для всей пелагической области; меняется только ее абсолютное значение: максимальное (до 5 км) на экваторе, оно последовательно уменьшается при продвижении в холодноводные умеренные широты (3—4 км). Эта граница отделяет карбонатные фации подводных поднятий от бескарбонатных — дна котловин.

Следует подчеркнуть одну важную особенность взаимоотношений пелагических фаций выше и ниже критической глубины. Поскольку биогенное карбонатонакопление представляет собой самый интенсивный процесс осадконакопления в пелагической области, то снятие его растворением приводит к резкому уменьшению скоростей аккумуляции осадков и соответственно мощностей одновозрастных слоев. Явление это — увеличение мощностей при переходе от дна котловин к вершинам подводных возвышенностей, получившее неудачное название «инверсии мощностей», универсально для всей пелагической области. Исключение составляют только случаи фаций аккумулятивных шлейфов у подножий крутосклонных подводных возвышенностей, где накопление бескарбонатных осадков за счет смыва тонкого осадочного материала течениями может иногда превышать по скорости редуцированное в этих условиях карбонатонакопление на соседних поднятиях.

Контрастность скоростей осадконакопления особенно велика между фациями эвпелагических глин и соседними карбонатными фациями, достигая 10 раз и более. Но она заметна и в поясах кремненакопления, хотя кремнистые пелагические осадки нельзя рассматривать просто как продукт растворения кремнесодержащего известкового ила.

Таким образом, пелагическую область можно разделить на более глубоководные (абиссальные) фации дна котловин ниже критической глубины и на относительно менее глубоководные фации, представленные биогенными карбонатными осадками. Среди абиссальных в свою очередь выделяются фации поясов кремненакопления (высокой биологической продуктивности) и фации пелагического глинонакопления (низкой биологической продуктивности). Пояса высокой биологической продуктивности прослеживаются и в карбонатных фациях, но не приводят к столь резким фациальным изменениям, как в бескарбонатных абиссальных.

Три взаимно перекрывающихся плана фациальных изменений отражают три главных типа зональности океанского седиментогенеза, впервые сформулированные П. Л. Безруковым (1962) — циркумконтинентальную, широтную (климатическую) и вертикальную. При этом циркумконтинентальная зональность в пелагической области ослаблена и видоизменена, поскольку основной ее аспект — терригенная седиментация — отступает здесь на второе место после биогенной, более подверженной широтной зональности. Экваториальный пояс широтного переноса вод и высокой продуктивности пересекает поперек пелагическую область, внося в нее, кроме кремненакопления, еще и черты периферических зон относительно большей интенсивности пелагического глинонакопления и аккумуляции органического вещества. В результате циркумконтинентальная зональность трансформируется в циркуляционную, как ее именовал Н. М. Страхов (1976в), основанную на противопоставлении центров субтропических антициклональных круговоротов зонам окаймляющих их течений. Следует, однако, подчеркнуть, что такая зональность проявлена только в субтропических круговоротах, а не в халистазах вообще. Ее, следовательно, можно рассматривать как элемент планетарной широтной зональности.

3.2. Абиссальные пелагические фации океанских котловин в условиях низкой биопродукции

Котловины представляют собой обширные, протягивающиеся на тысячи километров низменности в рельефе ложа океана, отделенные друг от друга подводными хребтами и валами, часто прерывистыми. Там, где дно котловин в пределах пелагической области расположено ниже критической глубины карбонатонакопления, оно покрыто пелагическими глинами или (в поясах кремненакопления) кремнистыми и кремнисто-глинистыми илами. Современные осадки лежат прерывисто, чередуясь с выходами вулканических пород и древних осадков.

Абиссальные пелагические фации ограничены внутри пелагической области линией критической глубины, а на ее периферии — переходом к приконтинентальным фациям, который, как было показано выше, не связан с изменением глубины. Не связан с глубиной также переход от абиогенных пелагических глин к фациям поясов кремненакопления. Этот переход коррелируется с изолиниями поля первичной продукции и с определенными гидрологическими границами.

Фации дна котловин группируются в обширные широтно вытянутые пояса, переходящие из одной котловины в другую без заметного влияния разделяющих их подводных поднятий. Это подчеркивает доминирующую роль пелагических (заключенных в водной толще) факторов осадкообразования над придонным перемещением осадочного материала, зависящим от барьеров.

В центрах субтропических круговоротов течений, которые представляют собой как бы «ядра» пелагических областей океанов, бескарбонатные фации дна котловин представлены эвпелагическими глинами, накапливающимися с исчезающе малыми скоростями — менее 1 мм/1000 лет.

В пределах полей своего распространения эвпелагические глины фациально и в разрезах сложно чередуются с аутигенными цеолитовыми осадками, с глинами, обогащенными измененными продуктами подводного базальтового вулканизма («палагонитовыми» глинами, по сути дела представляющими собой особый тип туффитовых образований), а также с вулканическими породами подводных извержений (гиалокластитами, базальтами). Последние в большинстве случаев древние, покрыты железомарганцевыми корками, так что в современную эпоху мы имеем дело с фациальным переходом от эвпелагических глин к аутигенным железомарганцевым рудным осадкам или к «фациям неотложения» (геологического перерыва).

Сходный характер имеет, вероятно, фациальный переход от эвпелагических глин к рудным скоплениям железомарганцевых конкреций. Если рассматривать слои лежащих на поверхности эвпелагических глин конкреций вместе с верхним слоем подстилающих осадков как единую фацию, то можно говорить о фациальных изменениях глин с разной концентрацией конкреций. Но при таком подходе объединяются весьма длительные интервалы геологического времени, достигающие сотен тысяч, а то и миллионов лет, внутри которых заведомо произошли коренные изменения обстановки осадкообразования, приведшие к прекращению в данной точке глинонакопления и смене его отложением рудных компонентов конкреций. Поэтому представляется более правильным считать фацией сами скопления конкреций, которые тогда будут «фацией неотложения» эвпелагических глин, представляя в геологических разрезах перерывы.

Описываемые фации наиболее широко и полно развиты в южной пелагической части Тихого океана (Южная и Центральная котловины), известной минимальным для Мирового океана поступлением терригенного материала и очень низкой биологической продуктивностью. Здесь были проведены детальные полигонные исследования, позволившие выявить фациальную

изменчивость осадков разного масштаба (Скорнякова и др., 1971, 1973; Железо-марганцевые конкреции..., 1976). Эвпелагические абиссальные фации выделяются также в центре северного субтропического круговорота течений (Северо-Западная, Северо-Восточная и Центральная котловины) в Тихом и в восточной части Индийского океана (Западно-Австралийская котловина). Вероятно, они имеются и в котловинах центральной части Индийского океана, но, по-видимому, отсутствуют в Атлантическом.

Эвпелагические фации отличаются рядом характерных признаков, фиксированных в осадках. Из минералогических признаков отметим практически полное отсутствие терригенных и аллохтонных вулканогенных обломочных минералов и биогенного опала, высокую дисперсность основной массы глинистого вещества, большое содержание в последней аморфных компонентов и слабо окристаллизованных смешанослойных минералов группы иллита-монтмориллонита (по крайней мере частично аутигенных); наличие аутигенного филлипсита, который нередко становится осадкообразующим и даже преобладающим в минеральном составе; значительное содержание железомарганцевых микроконкреций и дисперсных гидроокислов; присутствие (не всегда) зерен палагонита, в том числе «гранулированного»; значительную примесь фосфатного костного детрита нектонного происхождения.

Из геохимических признаков важны обогащенность осадков железом и марганцем в форме высшей степени окисленности, а нередко также титаном, повышенное содержание никеля, кобальта, меди и некоторых других микроэлементов. Абсолютные массы этих элементов низкие. Отмечена близость валового химического состава эвпелагических и цеолитовых глин к составу базальта, за исключением разностей, обогащенных эоловым кварцем и отличающихся поэтому повышенным содержанием кремнезема. Содержание органического вещества низкое ($C_{орг}$ менее 0,25%), и оно представлено в основном нереакционноспособными устойчивыми формами. Активный слой микробиологического преобразования органического вещества очень маломощен, ограничен поверхностной пленкой. Абсолютные массы аккумуляции органического вещества минимальны.

Донная фауна в эвпелагических фациях крайне бедна как количественно (по биомассам), так и качественно (по видовому разнообразию). Биомасса макробентоса (на примере Тихого океана) менее 0,05 г/м² (Филатова, 1969). мейобентоса — в среднем порядка 0,02 г/м² или менее (Соколова, 1970). Фауна имеет ярко выраженный олиготрофный характер, представлена главным образом сестонофагами — фильтраторами (Соколова, 1969; Sokolova, 1972), из которых в осадках сохраняются лишь спикулы стеклянных губок, очень редко — трубочки полихет (Serpulidae), прикрепленные к конкрециям. На конкрециях и на поверхности глин обитает бедный количественно и по видовому разнообразию абиссальный комплекс агглютинирующих фораминифер (Саидова, 1974, 1976).

По направлению от эвпелагических «ядер» к периферии пелагической области, а также к поясам кремненакопления наблюдаются постепенные, но закономерные фациальные изменения абиссальных бескарбонатных осадков. Мы попытались суммировать эти изменения как фациальный переход от эвпелагических глин к миопелагическим (глинам «переходного типа») (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Основу такого перехода составляет увеличение (в 2—5 раз) средних скоростей осадконакопления, возрастание роли терригенного глинистого вещества с уменьшением содержания аутигенных компонентов, убывание концентрации железомарганцевых конкреций до редко рассеянных, уменьшение содержания в осадках железа, марганца и ряда микроэлементов. Кроме того, при приближении к поясам кремненакопления в миопелагических глинах появляются (иногда в значительных количествах) кремневые биоген-

ные остатки (радиолярии, диатомовые); в вулканических районах — рассеянное вулканическое стекло кислого или среднего состава; вблизи континентов — терригенные обломочные минералы алевритовой фракции.

Как правило, несколько повышается содержание органического вещества и его абсолютные массы, захороненные в осадках. Возрастает мощность биохимически активной зоны, увеличивается доля реакционноспособных органических веществ. Появляются слабые признаки редукционных процессов и обусловленного ими диагенетического перераспределения марганца. В целом осадки окисленные («красноцветные») на всю мощность, но пятнисто-полосчатая окраска свидетельствует о локальных миграциях красящих соединений. По сравнению с преимущественно темно-коричневыми эвпелагическими глинами миопелагические разности более светлые, сероватые или желтовато-коричневые, без красных оттенков.

Параллельно с перечисленными изменениями свойств осадков меняется и характер донной фауны. Биомассы ее несколько возрастают и характеризуются более резкими колебаниями. По характеру трофических группировок это переходная зона от олиготрофной к эвтрофной области: повышается роль ползающих по дну детритоядных организмов, особенно иглокожих (голотурий, звезд, офиур), следы которых видны на фотографиях дна и могут сохраниться в осадках. Изредка встречаются мелкие моллюски.

Генетически описываемый фациальный переход к миопелагическим глинам связан с увеличением поставки терригенной взвеси (а отчасти вулканокластики) течениями и с повышением биологической продуктивности вод, по-видимому, способствующей осаждению рассеянной тонкой взвеси из водной толщи путем биофильтрации. Сам биогенный кремнезем может обеспечить лишь небольшую долю возрастания абсолютных масс осадков.

Плащеобразно облекающий неровности дна покров миопелагических глин более однороден и менее прерывист, чем слой эвпелагических глин. Но на расчлененном рельефе он также разорван обнажениями магматических или древних осадочных пород. На склонах абиссальных холмов наблюдаются локальные рудные залежи железомарганцевых конкреций, тогда как на равнинных участках они редки или отсутствуют (Скорнякова, Зенкевич, 1976).

3.3. Абиссальные пелагические фации поясов кремненакопления

В широтных поясах повышенной биологической продуктивности абиссальные пелагические фации формируются под действием трех главных факторов: осаждения биогенных кремнистых частиц, продуцируемых в поверхностных слоях воды, осаждения глинистой взвеси, переносимой широтно направленными течениями, и придонного перемыва дошедшего до дна осадочного материала различными гидродинамическими агентами (придонной квазистационарной циркуляцией, внутренними и приливными волнами, суспензионными потоками). Разбавляющее влияние биогенного известкового материала снимается его растворением ниже критической глубины.

Поле первичной продукции и близко связанной с ней продукции кремневых планктонных организмов испытывает закономерные изменения вдоль и поперек поясов кремненакопления, а кроме того, разного рода локальные «возмущения», что отражается на абсолютных массах накапливающегося кремнистого компонента осадков, а также на процентном содержании аморфного кремнезема (т. е. на кремнистости осадков). Так, в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах первичная продукция и все производные от нее показатели постепенно убывают вдоль экваториального пояса с востока на запад и гораздо резче (с более высокими градиентами) по обе стороны от оси пояса (Кобленц-Мишке и др., 1971; Лисицын, 1974в, 1977; Емельянов,

1975; Boström e. a., 1973). Хотя в этих же направлениях наблюдается убывание интенсивности накопления терригенной взвеси, движущейся в потоках пассатных течений, кремнистость осадков в целом следует закономерностям изменения продукции: наиболее богатые кремнеземом диатомово-радиоляриевые илы встречаются в восточных частях пояса в каждом океане и следуют вдоль оси пояса высоких значений продукции. Еще отчетливее эта закономерность выражена на карте абсолютных масс аморфного кремнезема (Лисицын, 1977).

Южный пояс кремненакопления, образующий почти замкнутое кольцо вокруг Антарктиды на широтах 45—65° ю. ш. и представленный кремнистыми или глинисто-кремнистыми диатомовыми илами, также обнаруживает резкие градиенты абсолютных масс и процентных содержаний аморфного кремнезема на южной и северной границах, обусловленные соответствующими градиентами поля первичной продукции. Менее резкие, но также в целом коррелирующиеся с полем первичной продукции колебания наблюдаются по простиранию пояса. Так, абсолютные массы и концентрация аморфного кремнезема в Индийском и Атлантическом секторах обусловлены более высокой, чем в Тихом океане, первичной продукцией (Лисицын, 1974б, 1978).

В осадках поясов кремненакопления по сравнению с пелагическими глинами центров субтропических круговоротов несколько повышается концентрация органического вещества (в 1,5—2 раза) и более значительно (на порядок) — его абсолютные массы (Романкевич, 1977). В том числе в кремнистых осадках и глинах экваториального пояса содержится несколько больше реакционноспособных органических веществ, зона распада которых уходит на глубину первых метров от поверхности. Этим обусловлены слабо выраженные редукционные процессы в осадках. Содержание железа понижается, а концентрация марганца носит прихотливый характер из-за частичного его диагенетического перераспределения (Скорнякова, 1976).

Существенную роль в фациальной организации поясов кремненакопления играют процессы придонного транспорта. Легкие, ажурные кремневые частицы легко перемещаются подвижными придонными водами, а студнеобразные водонасыщенные массы кремнистых осадков (особенно это относится к этмодискусовым илам), вероятно, способны перемещаться как течениями, так и под действием сил гравитации, подобно суспензионным потокам.

Исследование текстур кремнистых осадков экваториального пояса Индийского океана (Свальнов, 1975) выявило многочисленные примеры кремнистых пелагических турбидитов. Они сложены чередующимися слоями этмодискусовых, диатомово-радиоляриевых и радиоляриево-глинистых илов с микротекстурными признаками переноса и осаждения в виде суспензии. Такие же слоистые пачки кремнистых осадков описаны в экваториальном поясе Тихого океана. Они представляют характерные фации расчлененного рельефа.

Экваториальный пояс изобилует выходами палеогеновых и неогеновых отложений, с которых четвертичные кремнистые осадки смыты придонными течениями. Смытый материал рассеивается в виде плащеобразных покровов, а местами может образовать аккумулятивные тела повышенной мощности. Примеры таких соотношений фаций получены при полигонных исследованиях в Тихом океане (Скорнякова и др., 1971; Геологическая карта..., 1973; Johnson D., Johnson T., 1970). Изменчивость интенсивности биогенного кремненакопления и процессы перемыва приводят к резким колебаниям величин скоростей осадконакопления — от 2—3 мм/1000 лет и менее до 10—30 мм/1000 лет.

Многочисленные размывы и примеры переотложения кремнистых осадков течениями характеризуют также Южный пояс диатомовых илов в тех его частях, где донный рельеф расчлененный (Goodell e. a., 1971). На акку-

мулятивных равнинах диатомовые илы накапливаются устойчиво со скоростями 3—10 мм /1000 лет (Лисицын, 1974б).

К районам прерывистого осадконакопления и резкой фациальной изменчивости кремневых поясов приурочены богатые рудные залежи железомарганцевых конкреций, тогда как на аккумулятивных площадях конкреции редко рассеяны или отсутствуют. Конкреции этих поясов отличаются специфичностью форм и состава (повышенной марганцовистостью, высоким содержанием Ni, Cu) и имеют осадочно-диагенетическое происхождение. Рудные залежи наиболее обогащенных никелем и медью конкреций протягиваются вдоль северной периферии экваториального пояса Тихого океана (Скорнякова, Зенкевич, 1976). Такого же типа залежи известны и в Индийском океане (Безруков, Андрущенко, 1973). Поля высоких концентраций конкреций обнаружены в Тихоокеанском секторе Южного пояса (Скорнякова, Зенкевич, 1976).

Фациальная изменчивость кремневых поясов, связанная с придонной гидродинамикой, подчеркивается резкими колебаниями биомасс донной фауны и изменениями ее трофического характера. Так, в экваториальном поясе отмечены локальные пятна сравнительно высоких биомасс эвтрофного бентоса, чередующиеся с олиготрофными участками (Соколова, 1970).

3.4. Пелагические фации областей с глубинами меньше критической глубины карбонатонакопления

Это области безраздельного господства пелагических карбонатных осадков. Сюда относятся фации подводных возвышенностей, хребтов и гор, а также дна океанских котловин, находящегося гипсометрически выше критической глубины карбонатонакопления для данного региона. К таким котловинам относятся Меланезийская и значительная часть Чилийской в Тихом океане, большие части Западно-Европейской, Канарской и Гвианской котловин в Атлантическом океане, Сомалийской и Мадагаскарской — в Индийском океане. Главные же площади карбонатных фаций приурочены к срединно-океаническим хребтам и примыкающим к ним поднятиям. По сути дела, можно говорить о срединно-океанских поясах карбонатонакопления, расположение которых контролируется крупнейшими тектоническими структурами дна. Тектонический контроль осуществляется через гипсометрическое положение поверхности дна по отношению к уровню критической глубины. С другой стороны, имеет место климатический контроль над распространением карбонатных фаций, ибо абсолютное значение критической глубины меняется в системе широтной зональности в зависимости как от температуры глубинных вод, так и от продукции карбонатсегрегирующих организмов. Растворимость $CaCO_3$ возрастает с уменьшением температуры вод, а следовательно, уровень критической глубины поднимается с подъемом верхней границы холодных придонных водных масс и с уменьшением их температур, в целом от экватора к высоким широтам. Поскольку критическая глубина как фациальный переход от известковых осадков к бескарбонатным выражает равновесное соотношение между скоростями поступления на дно карбонатных биогенных частиц и их растворения, ее величина возрастает с повышением продукции этих частиц, что имеет место в поясах повышенной биологической продуктивности, в первую очередь экваториальном (Лисицын, 1974б, 1978).

Повышение гипсометрического уровня критической глубины в высоких широтах во всех океанах по сравнению с тропическими находит выражение в сужении срединно-океанских полей карбонатных фаций. В экваториальном поясе критическая глубина занимает самое низкое гипсометрическое положение, что приводит к расширению областей пелагического карбонатонакопления на большие глубины, в том числе на дно котловин.

Критическая глубина представляет собой в пелагической области резкую фациальную границу. Переход от высококарбонатных осадков к совершенно бескарбонатным наблюдается нередко при увеличении глубины в пределах первых сотен метров. С другой стороны, это поистине универсальная граница в пелагической области. Даже на вершинах небольших холмов, возвышающихся над уровнем критической глубины всего на десятки метров, появляются осадки с повышенной карбонатностью (см., например, полигоны ст. 5988 и 5996; Скорнякова и др., 1971). Это означает повсеместное распространение поля пелагического карбонатонакопления, всюду достаточно интенсивного, чтобы подавить более слабые в пелагической области процессы кремне- и глинонакопления, если влияние его не снято растворением.

Известковое вещество осадков, слагающих пелагические фации выше критической глубины, поступает практически целиком путем осаждения биогенных известковых частиц — раковин фораминифер и кокколитов — из пелагиали (водной толщи). Абсолютные массы (скорости накопления) этого вещества существенно зависят от широтной зональности: в экваториальном поясе повышенной биологической продуктивности они большие, в субтропических зонах минимальной продуктивности убывают, а в умеренных широтах снова возрастают (Лисицын, 1978). Различие средних скоростей карбонатонакопления создает один широтно-зональный план фациальной организации полей карбонатных осадков. Он находит отражение в некоторых геохимических особенностях известковых осадков и в аутигенном минералообразовании: медленно накапливающиеся известковые осадки содержат железо-марганцевые конкреции, микроконкреции, цеолиты, тогда как мощное карбонатонакопление в высокопродуктивных зонах препятствует их образованию. Главным же фациальным признаком известковых осадков продуктивных зон является примесь, часто существенная (до 10—20%), кремнистых биогенных остатков — радиолярий, диатомей, практически отсутствующих вне пределов этих зон.

Другой аспект широтной фациальной зональности карбонатных осадков— биогеографический — выражен в изменениях систематического состава микроорганизмов. Связанное главным образом с температурой поверхностных вод широтно-зональное распределение видов, родов и более крупных таксонов планктонных организмов приводит к тому, что однотипные по другим признакам известковые осадки сложены в разных климатических зонах совершенно различными танатоценозами фораминифер и кокколитов. Поэтому по составу фауны и флоры можно выделить обусловленные различиями температуры поверхностных вод ряды карбонатных фаций, что имеет важное значение для палеоклиматических реконструкций.

В пелагических карбонатных фациях четко выражена вертикальная (батиметрическая) зональность. Она имеет двоякую природу. Во-первых, выделяется глубинный уровень, глубже которого начинается интенсивное растворение кальцитовых раковин фораминифер, получивший название фораминиферового лизоклина. Признаком лизоклина как фациальной границы служит резкое сокращение глубже него численности целых раковин фораминифер (в расчете на единицу веса осадка), возрастание полурастворенных раковин и детрита, а также относительной доли кокколитов. При этом содержание $CaCO_3$ в осадках может не уменьшаться. Резкое уменьшение содержания $CaCO_3$ с увеличением глинистой составляющей — переход от известковых осадков к мергельным — наблюдается только вблизи критической глубины.

Таким образом, в общей схеме вертикальной зональности выделяются три фациальные зоны: кокколитово-фораминиферовых осадков с цельнораковинной структурой (выше лизоклина), фораминиферово-кокколитовых осадков с детритовой структурой (ниже лизоклина) и мергельных осадков вблизи критической глубины. Помимо этой обусловленной физико-химическими

факторами (условиями растворения $CaCO_3$) зональности, наблюдаются ряды фаций, связанные с перемывом и переотложением карбонатных осадков придонными течениями и суспензионными потоками. Они также чаще всего имеют характер вертикальной зональности, но фациальные переходы контролируются здесь уже не столько абсолютной глубиной, сколько относительными превышениями, уклонами дна, конфигурацией форм рельефа.

Сочетание перечисленных закономерностей вертикальной и широтной зональностей создает в основном наблюдаемую картину фаций (фациальную организацию) полей пелагических карбонатных осадков. Эта организация различна на разных типах подводных возвышенностей и дна котловин.

На *массивных возвышенностях* с пологим рельефом (океанских валах) господствуют однородные, «безтекстурные», несортированные кокколитово-фораминиферовые осадки, отложенные чисто пелагическим биогенным механизмом, фациальная изменчивость которых связана главным образом с уровнями фораминиферового лизоклина и критической глубины. Правда, на гребнях валов вероятны проявления деятельности придонных течений в виде знаков ряби или отмыва цельнораковинных фораминиферовых осадков, а на склонах — следы деятельности ползающих по дну или роющих детритоядных животных.

На *срединно-океанических хребтах* с их резко расчлененным грядово-глыбовым рельефом фации известковых осадков более разнообразны (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971; Van Andel e. a., 1965). На гребнях и склонах гряд выше уровня лизоклина развиты кокколитово-фораминиферовые илы с цельнораковинной структурой, переходящие на перегибах дна, в условиях интенсивных придонных течений, в чистые фораминиферовые пески и алевриты. Ниже лизоклина цельнораковинная структура сменяется детритовой, увеличивается доля кокколитов.

В замкнутых осадочных «ваннах» («запрудах») между грядами наблюдаются небольшие (десятки километров в поперечнике) аккумулятивные равнины, образованные известковыми турбидитами — ритмично-слоистыми известковыми илами, в которых базальные слои ритмов сложены фораминиферовыми песками и алевритами с градационной или тонкослойчатой текстурой, а верхние части — чистыми сметаноподобными кокколитовыми пелитоморфными илами.

Вблизи гребней срединных хребтов и в рифтовых ущельях базальные слои ритмов известковых турбидитов содержат нередко примесь эдафогенного или базальтового вулканокластического материала. В глубоких тектонических депрессиях, дно которых находится ниже критической глубины, известковые осадки фациально сменяются эдафогенными склоновыми отложениями и турбидитами. В известковых осадках рифтовых зон обычны прослои и рассеянная примесь вулканокластического материала (обломки неизмененного базальтового стекла, плагиоклаз, оливин).

Для участков срединных хребтов, пересекающих пояса кремненакопления, характерна некоторая примесь радиолярий и диатомей. Относительная доля их в целом возрастает от гребней к впадинам и с увеличением абсолютной глубины. Ниже лизоклина, а особенно вблизи критической глубины известковые осадки переходят в кремнисто-известковые и кремнисто-мергельные. Увеличение содержания кремнистого компонента с глубиной связано как с частичным снятием разбавляющего влияния карбонатного материала его растворением, так и со смывом в понижения рельефа относительно более легких ажурных кремнистых частиц. У подножий склонов, в частности в трансформных разломах, развиты кремнисто-известковые турбидиты с чередованием карбонатных и кремнистых слоев.

На *изолированных подводных горах*, гайотах и крутосклонных *глыбовых хребтах* обычно четко различаются фации вершинных поверхностей и скло-

нов. Первые представлены отсортированными цельнораковинными фораминиферовыми песками или алевритами со знаками ряби и менее сортированными кокколитово-фораминиферовыми осадками. Для вершинных фаций, очевидно образующихся в условиях интенсивного перемыва осадков придонными течениями, характерно присутствие железомарганцевых конкреций и обломков марганцевых корок. Известковые осадки чередуются с обнажениями древних вулканических и осадочных пород, покрытых Fe-Mn корками.

На склонах (выше критической глубины) наблюдается сложное чередование западин и ступеней с известковыми осадками — фораминиферовыми песками, кокколитово-фораминиферовыми илами, эдафогенных глыбовых накоплений из покрытых Fe-Mn корками глыб вулканических пород, эдафогенных брекчий, фосфоритов; обнажений этих пород с Fe-Mn корками на поверхности; скоплений конкреций, явно ссыпавшихся вниз по склонам. На нижних частях склонов покров пелагических осадков, как правило, менее прерывист, а у подножий наблюдаются аккумулятивные шлейфы, сложенные в зависимости от глубины известковыми, мергельными или глинистыми осадками. Подобные взаимоотношения фаций описаны в результате детальных полигонных исследований на дне Тихого и Индийского океанов (Скорнякова и др., 1971; Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Особый вид имеют фациальные ряды склонов подводных хребтов и возвышенностей внутри пелагической области, увенчанных островами. В тропическом поясе на склонах *коралловых атоллов*, а также берегов с барьерными рифами наблюдаются переходы от мелководных рифовых фаций к бентогенно-детритовым склоновым, представленным продуктами дробления кораллово-водорослевых известняков с примесью другого известкового детрита. Этот мелководный материал сбрасывается на крутые склоны волнами и течениями, а в дальнейшем испытывает гравитационное перемещение вниз, распространяясь до глубин не менее 1—2 км. С увеличением глубины количество его постепенно убывает за счет ограниченности путей переноса и растворения арагонита, что приводит к фациальной смене бентогенных детритовых осадков пелагическими кокколитово-фораминиферовыми. Глубина такого перехода варьирует в широких пределах. Для Тихого океана характерен примерный интервал в 2—3 км, ниже которого пелагические компоненты становятся преобладающими. Но переход к пелагическим известковым осадкам может происходить и на гораздо меньших глубинах. Вероятно, имеются и случаи отклонения в сторону больших глубин.

Фации склонов *вулканических* островов внутри пелагической области не могут быть отнесены к пелагическим. С таких островов всегда поступает некоторое количество продуктов денудации, а в случае наличия действующих вулканов — еще и вулканокластического материала. Развиты склоновые фации терригенных, вулканотерригенных и вулканокластических осадков в сочетании с бентогенными и пелагическими биогенными компонентами. У базальтовых островов тропического пояса (Самоа, Таити, Гавайских) верхние части склонов покрыты несортированными обломочно-мергельными осадками, содержащими обломки выветрелых базальтов, преимущественно монтмориллонитовое глинистое вещество и известковый компонент, представленный смесью бентогенного и пелагического материала. Вниз по склонам карбонатность осадков нередко сначала возрастает с одновременным уменьшением содержания мелководного бентогенного и обломочного материала, увеличением доли фораминифер, кокколитов. На нижних частях склонов развиты пелагические мергельные осадки, ниже критической глубины сменяющиеся пелагическими глинами или туффитовыми осадками.

§ 4. ФАЦИИ ОКРАИННО-ОКЕАНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Системы морфоструктур окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб (островодужный подтип) или континентальный склон складчатого горного сооружения — глубоководный желоб (андийский подтип) представляют два варианта «активных» континентальных окраин тихоокеанского типа. Фациальная зональность этих областей находится в тесной зависимости от главных морфоструктур, от протекающих в них тектонических и вулканических процессов. Эта зависимость позволяет выделить здесь закономерные ряды структурно-фациальных зон (Мурдмаа, 1968б, 1971).

Окраинно-океанские геосинклинальные пояса находятся большей частью в областях преобладания приконтинентального седиментогенеза, хотя имеются и районы, где господствует пелагический тип седиментогенеза. К этим двум типам добавляется наложенный на них третий — вулканогенно-осадочный, связанный с андезитовым вулканизмом островных дуг и кайнозойских орогенных поясов.

4.1. Субокеанские фации геосинклинальных котловин окраинных морей

Котловины окраинных и межостровных морей представляют собой обширные глубокие бассейны седиментации, отделенные от океана геоантиклинальными поднятиями островных дуг. Субокеанский характер процессов седиментогенеза и фаций в этих бассейнах обусловлен размерами акватории (сотни, тысячи километров), глубиной (от 2-3 до 5—6 км), нормальным океанским составом и слоистой структурой водной толщи, более или менее свободным водообменом с открытым океаном, прямой связью течений с океанской циркуляцией. В целом близок к океанскому также состав фауны и флоры котловин окраинных морей.

Фации большинства котловин, примыкающих к континентам или крупным островам, близки к рассмотренным выше приконтинентальным фациям подножий склонов и абиссальных равнин. В центрах некоторых обширных морей (Филиппинского, Фиджи), отделенных от континентов системами тыловых островных дуг или подводных гряд и котловин, устанавливается пелагический режим осадкообразования. Отличие фациальной обстановки этих котловин от океанской заключается прежде всего в наличии отделяющих их от океана барьеров — горных сооружений островных дуг, которые благодаря своей вулканической активности и наличию интенсивно денудируемых гористых островов служат специфическим источником осадочного материала, поступающего с противоположной (по отношению к континентам) стороны.

Современная поверхность дна котловин всех окраинных морей покрыта преимущественно тонкозернистыми осадками, которые могут отлагаться только при условии затишных придонных вод: гемипелагическими глинами, туфо-глинами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми диатомовыми илами, мергельными и известково-туффитовыми илами. В Филиппинском, а возможно также в Соломоновом и Фиджийском морях имеются пелагические глины и туфо-глины.

На дне многих котловин, примыкающих к континентальным склонам или склонам крупных островов, развиты аккумулятивные абиссальные равнины, сложенные турбидитами. Так, терригенные турбидиты известны на дне Японского, Южно-Китайского, Андаманского морей, в глубокой части («желобе») моря Банда; карбонатно-терригенные дистальные турбидиты покрывают плоское дно котловин Кораллового, Тасманова (?) морей и южной части моря Сулу. В Охотском и Беринговом морях в послеледниковое время усилилось

кремненакопление, но на основании геоморфологических и сейсмических данных предполагается, что аккумулятивные тела абиссальных равнин здесь также сложены в основном турбидитами. Плейстоценовые турбидиты вскрыты в Беринговом море бурением (Creager, Sholl e. a., 1973). У подножий вулканических гряд островных дуг известны или предполагаются туфо-турбидиты, в которых базальные слои ритмов сложены переотложенным вулканокластическим материалом (пепловыми частицами, плагиоклазом, стеклом, пироксенами), а верхние слои — глинисто-туффитовыми осадками.

Относительная роль процессов терригенного, биогенного и вулканогенного осадкообразования в разных котловинах различна. Она меняется в зависимости от интенсивности поставки терригенного материала, от активности вулканизма островных дуг и от биологической продуктивности вод. При этом первый из трех факторов является обычно основным, контролирующим весь характер осадочного процесса и фациальный облик котловин.

Интенсивное поступление терригенного материала предопределяет высокие темпы терригенной седиментации, преобладание терригенных глинистых и обломочно-глинистых осадков в котловинах Андаманского, Южно-Китайского, Восточно-Китайского, Японского морей, а также большинства глубоких морей Индонезии. Образованию бескарбонатных терригенных осадков способствует также глубина бассейнов, превышающая критическую.

В условиях слабого поступления тонкозернистого терригенного материала и высокой биологической продуктивности вод в котловинах Охотского, Берингова и Японского (в меньшей мере) морей происходит накопление гемипелагических кремнистых и кремнисто-глинистых диатомовых илов, а в Западно-Марианской котловине —пелагических диатомово-радиоляриевых илов.

Относительная замкнутость глубоких частей бассейнов, отгороженных островными дугами, создает предпосылки для концентрической (хотя далеко несимметричной) фациальной зональности внутри каждого из них. Такая зональность — кольцеобразное огибание центральной, наиболее пелагической части котловин зонами с определенной литологической и геохимической спецификой — была впервые обнаружена в Охотском море (Безруков, 1960), а затем выявлена с той или иной степенью отчетливости и в большинстве других окраинных морей (Лисицын, 1966б). Как правило, от периферии к центру котловин наблюдается уменьшение скоростей накопления и абсолютных масс осадочного вещества в целом и отдельных его компонентов, уменьшение процентных содержаний алевритовой фракции гранулометрического состава, органического вещества, увеличение доли биогенного кремнезема и глины, возрастание мощности поверхностного окисленного слоя.

Наряду с концентрической зональностью наблюдаются закономерные фациальные изменения в направлении от континентальной окраины котловин к островным дугам. Здесь следует прежде всего указать на увеличение роли вулканокластического материала, на смену терригенных комплексов обломочных минералов вулканогенными, а также на убывание общего количества накапливающегося терригенного материала.

4.2. Фации горных сооружений островных дуг

Островные дуги — громадные горные сооружения (преимущественно подводные) на границе океана и окраинных морей — представляют собой специфическую структурно-фациальную зону, включающую широкое разнообразие фаций от наземных (острова) и мелководных (островные шельфы) до глубоководных (островные склоны, глубокие проливы). Всем субаквальным фациям свойственны общие черты: а) высокая подвижность вод, в том числе придонных, предопределяющая широкое распространение грубозернистых осад-

ков; б) питание обломочным материалом почти исключительно за счет «внутренних» ресурсов самой островной дуги — терригенными или вулканотерригенными продуктами размыва островов, вулканокластическим материалом субаэральных и подводных извержений вулканов андезитового пояса, эдафогенным материалом, поступающим в систему седиментогенеза при размыве дна; в) сложнорасчлененный горный рельеф, предопределяющий быструю изменчивость фациальных обстановок, особенно вкрест простирания главных структурных элементов геоантиклиналей островных дуг.

Общий характер фациальной обстановки и фациальная организация зоны в разных островных дугах существенно различаются, будучи связанными с их неодинаковым геологическим строением, физико-географической ситуацией, вулканической активностью (Мурдмаа, 1971). Вариации эти можно свести к двум главным направлениям: тектоническому и широтно-географическому (климатическому). По тектоническому признаку островные дуги можно выстроить в ряд, скорее всего отражающий стадийность развития орогенеза геоантиклиналей. В одном конце этого ряда стоят далеко выдвинутые в океан молодые подводные горные сооружения, увенчанные редкой цепочкой небольших островов, на которых обнажаются почти исключительно молодые (неоген-плейстоценовые) вулканические и вулканогенно-осадочные породы или рифовые известняки (дуги Марианская, Идзу-Бонинская, Тонга-Кермадек). Главным поставщиком обломочного материала в этих дугах служит современный вулканизм, а также продукты размыва молодых рыхлых вулканических пород островов и, вероятно, дна. В тропическом поясе вулканокластический материал сочетается с биогенным известковым: кораллово-водорослевыми известняками и детритом на мелководиях, фораминиферовым — в относительно глубоководных фациях склонов, подводных поднятий, проливов. Широко распространены известково-туффитовые осадки, песчаные или алевритовые, а в пределах вулканических гряд — скопления пемзы и шлака с биогенным детритом, песчано-алевритовой тефрой. Различаются, с одной стороны, фации гребней хребтов и проливов с очень высокой гидродинамической активностью придонных вод, обусловливающей смыв тонких фракций осадков, а местами — размыв дна, с другой — несколько более затишные условия склонов и депрессий, где происходит аккумуляция масс тефры и туффитов.

От описанных отличаются развитые двойные островные дуги типа Курильской, где гряды довольно крупных гористых островов на гребнях одного или двух параллельных хребтов чередуются по простиранию с относительно узкими пространствами, занятыми субаквальными фациями проливов. На островах внутренней (вулканической) дуги размываются преимущественно четвертичные и неогеновые вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. На внешней (невулканической) дуге обнажаются более древние (меловые) породы сходного состава. Небольшую роль в составе питающей провинции играют гидротермально метаморфизованные вулканиты и интрузивные породы (гранодиориты). Главную массу обломочного материала поставляют молодые рыхлые вулканокластические отложения андезитового и риолит-дацитового состава. Вулканотерригенный материал, вероятно, доминирует над вулканокластическими продуктами современных извержений.

В фациальной организации дуг такого типа (на примере Курильской) выделяются четко выраженные, вытянутые вдоль простирания зоны: а) гребня внутреннего хребта, где субаэральные вулканические, а также различные островные аллювиальные, делювиальные и склоновые фации сменяются субаквальными фациями островных шельфов, подводных возвышенностей (порогов) и глубоких проливов, промываемых интенсивными придонными течениями. Субаквальные фации представлены грубообломочными гравийно-галечными и песчаными отложениями, часто резидуального характера, обра-

зованными в результате смыва более тонких фракций. Распространены реликтовые осадки. Устойчивого осадконакопления, кроме участков аккумулятивных побережий крупных островов, не происходит.

Сходные фациальные условия характеризуют гребневую зону внешнего (невулканического) хребта, только здесь роль современного вулканокластического материала еще меньше. В тропическом поясе на внешнем хребте развиваются кораллово-водорослевые рифовые фации (например, в дугах Андаманско-Никобарской, Тонга).

Между двумя грядами в двойных дугах располагается продольный прогиб, по геофизическим данным, частично или полностью заполненный мощной многокилометровой толщей осадков. В современную эпоху здесь располагаются фации от мелководных шельфовых (например, средние части широких шельфов Парамушира и Южно-Курильского) до относительно глубоководных (1—2 км) дна ложбин и подводных долин. Они представлены более тонкозернистыми по сравнению с гребнями хребтов осадками, накапливающимися с большой скоростью. В Курильской дуге это мелкозернистые вулканотерригенные пески — отложения придонных течений. В ложбинах встречены турбидиты.

На склонах двойных дуг аккумулятивные участки сложно сочетаются с обнаженными грядами и уступами, где современные осадки не отлагаются, с эродированным дном подводных каньонов. В депрессиях и ложбинах склона, обращенного к окраинному морю, происходит интенсивное накопление смытого с гребневой зоны хребта вулканотерригенного материала и выпавшей при извержениях соседних вулканов тефры. В поясах кремненакопления (Охотское, Берингово моря, дуга Скотия) этот материал смешивается с диатомовым аморфным кремнеземом, образуя кремнисто-туффитовые осадки. Здесь же наблюдаются специфические склоновые фации обломочно-спикуловых осадков с глауконитом. Широко распространены вулканотерригенные турбидиты. У подножий склонов на дне окраинных морей формируются шлейфы глинисто- и кремнисто-обломочных отложений придонных течений и турбидитов.

С фациальными условиями осадконакопления связана трофическая зональность в целом обильной донной фауны. На гребнях хребтов, в проливах, на краях шельфов, в условиях высокой гидродинамической активности придонных вод, ограниченного современного осадконакопления обитает эпифауна сестонофагов-фильтраторов (кораллов, губок, гидроидов, балянусов, мшанок, крупных моллюсков). В тропической зоне на мелководиях развиваются кораллово-водорослевые биогермы. Для фаций песков и алевритов — отложений придонных течений — характерны биоценозы с доминированием подвижных сестонофагов, а в более затишных условиях — детритофагов-собирателей (морских ежей, звезд, офиур, моллюсков). Интенсивная аккумуляция относительно тонкозернистого материала с повышенным содержанием неминерализованного органического вещества в склоновых фациях благоприятствует расцвету фауны илоедов — безвыборочно заглатывающих грунт роющих детритофагов (неправильных ежей, полихет, голотурий, мелких моллюсков).

Там, где на месте островных дуг располагаются крупные острова или полуострова (микроконтиненты — Япония, Камчатка, Новая Гвинея, Филиппины и др.), современными морскими фациями заняты только узкие шельфы и подводные склоны, тогда как на гребне горного сооружения развиты только наземные фации. Шельфовые и склоновые фации по общему характеру и взаимоотношениям близки к соответствующим приконтинентальным, отличаясь лишь значительной, а местами доминирующей ролью вулканокластического материала в составе осадочного вещества. Широкое распространение вулканотерригенных осадков на океанских склонах Камчатки и Японии

сближает эти зоны с островодужными, а накопление на склонах крупных островов экваториального гумидного пояса (Новой Гвинеи, Филиппин) терригенных обломочно-глинистых и мергельных осадков сходно с процессами, протекающими на континентальных склонах.

В целом островные дуги как крупные структурно-фациальные зоны представляют собой относительно самостоятельные седиментационные системы, питающиеся за счет собственных источников осадочного вещества (вулканизма, денудации островов и дна), а в какой-то мере использующие ресурсы растворенных веществ океанских вод (биогенные процессы). Значительная часть осадочного вещества, мобилизуемого или продуцируемого в островных дугах — тонкая глинистая и биогенная взвесь, плавающая пемза, вулканический пепел, растворенные продукты вулканических эксгаляций — проходит транзитом через фации островных дуг и выносится в соседние фациальные зоны.

4.3. Фации глубоководных желобов

Фации желобов представляют самую глубоководную на Земле (ультраабиссальную) обстановку осадкообразования. Располагаясь у подножий горных сооружений островных дуг и окраинных складчатых сооружений континентов, они служат своего рода коллекторами той части осадочного материала, которая разносится от источников по дну, имея тенденцию нисходящего движения под действием сил гравитации. Хотя водные массы, заполняющие желоба, подвижны, гидродинамическая активность придонных вод здесь все же ниже, чем на соседних возвышенностях, особенно в районах островных дуг, что предопределяет роль желобов как отстойников глубинной взвеси. На желоба распространяются ареалы эолового и водного транспорта вулканокластического материала извержений наземных вулканов андезитового пояса, что предопределяет распространение в них вулканокластических и туффитовых осадков.

Колоссальная амплитуда (до 10—15 км) и контрастность рельефа создают на склонах желобов благоприятные условия для мощного развития различных гравитационных процессов переотложения осадочных масс (оползней, обвалов, суспензионных потоков и т. д.), еще более усиленных высокой сейсмичностью. Эти процессы наряду с деятельностью придонных течений создают на склонах желобов участки и протяженные зоны обнаженного дна, чередующиеся с аккумулятивными зонами. Высокая тектоническая активность, в частности движения блоков земной коры по разломам (зона Бениоффа и другие более мелкие), благоприятствует выводу на поверхность дна и дроблению горных пород фундамента островных дуг и океанской земной коры, в том числе пород офиолитовой ассоциации (гипербазитов, габброидов, диабазов, кремней). Обломки этих пород образуют эдафогенную составляющую осадков желобов, которая в некоторых условиях играет важную, а то и преобладающую роль в балансе осадочного вещества.

В осадкообразовании в желобах участвуют биогенные процессы, как планктоногенные, так и бентогенные, хотя на фоне интенсивной абиогенной седиментации они редко становятся преобладающими. Планктоногенное карбонатонакопление развито на верхних частях склонов (выше критической глубины) тех желобов тропического пояса, куда поступает сравнительно мало терригенного и вулканокластического материала. Суспензионными потоками в желоба тропического пояса иногда вносится некоторое количество мелководного бентогенного известкового детрита. В умеренных поясах кремненакопления (например, в Курило-Камчатском желобе) происходит накопление кремнисто-глинистых диатомовых илов, чему способствует локальное повышение биологической продуктивности вод над склоном островной дуги.

Слабее ощущается влияние экваториального радиоляриевого пояса. В желобах тропической зоны во вторичном, переотложенном виде накапливаются этмодискусовые илы.

В фациальной организации желобов имеет существенное значение различие в условиях осадкообразования между их внешним (океанским) и внутренним (приостровным) склонами. Вдоль оси желобов на их максимальных глубинах вытянута еще одна специфическая зона — выровненного аккумулятивного дна. Различие между склонами выражено как в рельефе и тектонике дна, так и в условиях питания осадочным материалом, что предопределяет разный характер склоновых фаций. Меньше известно о различиях динамики вод, хотя они, вероятно, также существенны.

Внутренний склон большинства желобов более крутой, рельеф его более резко расчлененный, изобилует крутыми уступами, грядами, депрессиями, рассечен в поперечном направлении подводными каньонами. Во многих желобах (Курильском, Японском, Тонга и др.) поперечный профиль склона ступенчатый: несколько четких, вытянутых по простиранию ступеней со слабонаклонной или субгоризонтальной поверхностью шириной порядка нескольких или первых десятков километров отделены друг от друга уступами крутизной 5—10° или более. Вдоль краев ступеней нередко возвышаются валообразные поднятия или скалистые гряды, в той или иной мере отгораживающие поверхность ступеней, превращая их в подобие бассейнов седиментации Сейсмическими данными показано, что под ступенями действительно располагаются мощные тела неуплотненных осадков, иногда с явными признаками горизонтально-слоистых толщ турбидитов, тогда как на краях их выходят консолидированные слои осадочных или вулканических пород, а покров осадков утончается или выклинивается полностью.

В современных фациях ступенчатый профиль склона представлен чередованием условий аккумуляции гемипелагического типа или разгрузки гравитационных потоков на поверхностях ступеней и в депрессиях с участками выходов скалистого дна, размыва или транзита перемещаемого вниз по склонам осадочного вещества (выступы на краях ступеней, крутые уступы). Такая смена обусловлена как гравитационными процессами (смещение осадков с крутых уступов), так и гидродинамикой придонных вод (увеличение скоростей течений над выступами склона). Она находит отражение в экологических группировках донной фауны (Соколова, 1960, 1976): на выступах обитают прикрепленные к субстрату фильтраторы-сестонофаги (гидроиды, актинии, кораллы, погонофоры, губки), а на мягких грунтах аккумулятивных участков (ступеней) в условиях относительно затишных придонных вод — детритофаги (голотурии, мелкие моллюски, полихеты и др.).

На внутренний склон поступает терригенный (островной) и вулканокластический материал со стороны островной дуги. Прежде всего это переносимый по дну обломочный песчано-алевритовый материал, в меньшей мере тонкодисперсное взвешенное глинистое вещество. Значительные массы глинистой взвеси поступают в желоба, по-видимому, только с некоторых крупных островов (Новая Гвинея, Япония, Зондские острова) и с континентальных побережий (Анды, Камчатка), но горный рельеф и преобладание физического выветривания обусловливают вынос с суши главным образом обломочного материала.

Распространение обломочного материала (терригенного, вулканотерригенного и вулканокластического) по склону и его механическая дифференциация происходят под действием придонных течений, внутренних волн и сил гравитации. В целом количество этого материала убывает по мере удаления от источника (т. е. вниз по склону), а его гранулометрический спектр сдвигается в сторону тонких фракций. Но на конкретных профилях ход фациальных изменений, обусловленных механической дифференциацией обломочного

материала, не носит последовательного, постепенного характера, а осложнен повторными погрублениями, локальными условиями аккумуляции или перемыва под действием придонных течений, а главное — гравитационным транспортом масс обломочного материала вниз по склону (суспензионные потоки, подводные оползни и лавины).

Непосредственно за краем шельфа или подводных плато островных дуг, откуда на склон сбрасывается обломочный материал придонного транспорта, во многих желобах (Курило-Камчатском, Японском и др.) располагаются прерывистые пояса неотсортированных вулканотерригенных или терригенных граувакковых песчано-алевритовых и песчано-алевритово-пелитовых осадков. В Курило-Камчатском желобе такой пояс опускается до глубин 3—5 км, охватывая верхний уступ склона и поверхность ступени у его подножия (Мурдмаа, 1971). Пологая ступень, частично отгороженная краевыми грядами, служит, по-видимому, местом осаждения значительной части материала придонного транспорта. За его краем наблюдается переход к более тонким осадкам гемипелагического типа. В Курило-Камчатском желобе они представлены глинисто-диатомовыми илами, глубже переходящими в слабокремнистые глинистые илы (гемипелагические глины), которые покрывают прерывистым слоем не только нижнюю часть внутреннего склона, но распространены также на дне и отчасти на внешнем склоне.

В общем смена обломочных песчано-алевритовых осадков верхней части склона на тонкозернистые гемипелагические с удалением от источников поступления обломочного материала и увеличением глубины наблюдается на внутренних склонах большинства желобов, но глубина и характер этого фациального перехода варьируют в широких пределах, а фациальные зоны сильно (иногда до неузнаваемости) осложнены наличием упомянутых выше протяженных зон размыва, наложением на нормальный ход механической дифференциации гравитационных склоновых процессов, независимого от придонной гидродинамики поступления вулканокластического материала из наземных вулканов, процессами эдафогенного осадкообразования. Устремляющиеся вниз по каньонам суспензионные потоки могут пронести обломочный материал транзитом через зону тонкозернистых осадков, разгружая его то в депрессиях нижней части склона, то на самом дне желоба в виде турбидитов (в том числе туфо-турбидитов).

Поле разноса вулканокластического материала ветрами (пепловые тучи) и поверхностными течениями (плавающая пемза, взвесь) проектируется со своими закономерностями фациальных изменений на дно, проявляясь на фоне придонного транспорта и аккумуляции то сильнее, то слабее. Возникают скопления пемзы, слои пепла и разнообразные туффитовые осадки, которые можно встретить на самых различных глубинах.

Значительное распространение имеют склоновые фации эдафогенных отложений. Подводное разрушение пород, обнажающихся на склонах, а прежде всего их тектоническое дробление в разломах, характерно для всех зон обнаженного дна, но наибольшую роль эдафогенный материал играет на нижних частях внутреннего, а в ряде желобов (Марианском, Филиппинском) также внешнего склона. Конкретные генетические типы склоновых эдафогенных отложений пока слабо изучены, поскольку материал добыт почти исключительно тралами и драгами, нарушающими первичные текстуры и, возможно, смешивающие разные соседние типы. Тем не менее можно с достаточной уверенностью говорить о наличии щебнисто-глыбового подводного элювия на поверхности обнажений, подводных оползневых, обвальных, осыпных и лавинных грубообломочных отложений. Нет сомнений также в преимущественной фациальной приуроченности этих отложений к крутым уступам и их подножиям.

Дно желобов там, где оно представлено узкой полосой плоской абиссаль-

ной равнины, покрыто глинистыми, обломочно-глинистыми (туффитовыми) или кремнисто-глинистыми гемипелагическими осадками и турбидитами, в некоторых желобах тропического пояса (Яп, Марианском, Палау) здесь накапливаются этмодискусовые илы, вероятно, отложенные в затишных условиях из стекающей по склону кремнистой суспензии.

Внешний (океанский) склон желобов, как правило, положе и ровнее внутреннего, хотя и здесь проявлен ступенчатый характер выпуклого в целом профиля, имеются крутые (сбросовые?) уступы с участками скалистого дна и субгоризонтальные ступени. Нередко рельеф склона осложнен подводными горами, представляющими собой древние подводные вулканы. Нижняя часть склона некоторых желобов (Курило-Камчатского, Марианского, Тонга и др.) очень крутая, представляет собой тектонический уступ. В верхней части склон полого переходит в поверхность краевого вала, отделяющего желоб от дна океанских котловин.

На внешних склонах большинства желобов господствуют тонкозернистые гемипелагические или пелагические осадки, по составу и генезису близкие к осадкам соседних океанских котловин. Если краевой вал поднят выше критической глубины карбонатонакопления, то на внешнем склоне желоба наблюдается фациальный переход от известковых и мергельных осадков к бескарбонатным. В противном случае фации краевого вала и склона очень сходны между собой: первые отличаются лишь некоторым погрубением осадков и уменьшением скоростей осадконакопления за счет возрастания скоростей течений, препятствующих осаждению тонкой глинистой взвеси. Впрочем, такие же условия возможны и на выступах внешнего склона.

Внешние склоны отрезаны желобами от придонного потока обломочного материала, идущего от островных дуг; помимо тонкообломочных фракций взвеси, из обломочных частиц сюда поэтому попадает только вулканокластический материал дальнего разноса (пемза, пепел) и эдафогенный материал — продукты размыва пород самого склона. Фации перемыва осадков придонными течениями (обогащение резидуальными крупными фракциями) и скопления эдафогенного материала у участков обнаженного дна составляют главные черты фациального разнообразия внешних склонов на фоне довольно однородных, преимущественно глинистых осадков, плащеобразно покрывающих большую их часть. В некоторых желобах и на примыкающих к ним краевых валах развиты фации с железомарганцевыми корками и конкрециями, приуроченные к участкам пониженных или нулевых скоростей осадконакопления.

§ 5. ФАЦИИ ВНУТРИОКЕАНСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ЗОН РАЗЛОМОВ

Через все океаны проходит пояс срединных хребтов, осевые (рифтовые) зоны которых отличаются высокой современной сейсмотектонической, вулканической и гидротермальной активностью. Рельеф дна в пределах срединных хребтов резко расчлененный, отражает тектоническое дробление фундамента по многочисленным разломам, отчасти активным и в настоящее время. Океанское ложе рассекают протяженные зоны разломов, выраженные в рельефе крутыми уступами, узкими грядами и желобообразными депрессиями, а также поясами подводных вулканов, часть из которых была активна в недалеком геологическом прошлом.

Подводный базальтовый вулканизм и гидротермальная деятельность на дне океана, сейсмичность, тектонический рельеф — все эти особенности внутриокеанских подвижных поясов и зон разломов оказывают влияние на характер глубоководных фаций как путем поставки специфического по составу эндогенного вещества, так и через своеобразие путей его разноса и осаждения. Выше уже говорилось о карбонатных пелагических фациях срединных

хребтов. В данном параграфе мы рассмотрим фации, связанные с эндогенной поставкой вещества и с разрушением коренных пород дна.

При одинаковой интенсивности поставки эндогенного вещества его относительная роль в осадкообразовании возрастает с убыванием скоростей осадконакопления в силу конкурентных взаимоотношений с терригенной и биогенной седиментацией. Поэтому эффект эндогенных процессов более отчетлив в пелагической области и почти незаметен в условиях быстрой приконтинентальной седиментации.

5.1. Фации, связанные с глубоководным базальтовым вулканизмом

Прямое участие твердых продуктов глубоководного вулканизма в осадкообразовании можно проследить на двух примерах рифтовых зон срединных хребтов, где наблюдается современная вулканическая деятельность (Безруков и др., 1972; Розанова, 1971), и древних вулканических районов ложа океана, где в силу очень малых скоростей осадконакопления вулканиты оказались длительное время подверженными воздействию придонных вод (Южная котловина Тихого океана; Скорнякова и др., 1971; Железо-марганцевые конкреции..., 1976).

Трещинные излияния бедных летучими компонентами толеитовых базальтов срединных хребтов поставляют очень мало вулканокластического материала. Он представлен главным образом остроугольными обломками чистого, неизмененного стекла и стекловатых базальтов, отколовшихся при растрескивании корок закаливания шаровых лав. Из этого в основном непалагонитизированного гиалокластического материала образуются при транспортировке придонными течениями или гравитационными процессами (суспензионными потоками) маломощные, небольшой протяженности слои щебня, песков, алевритов на поверхности базальтов или среди пелагических известковых осадков. При переносе суспензионными потоками вулканокластика смешивается с известковым осадочным материалом, образуя туффитовые осадки.

В Южной котловине Тихого океана, на полигоне ст. 5968 (Скорнякова и др., 1971), выявлены фациальные изменения вулканокластитов иного рода. Прижерловые фации вулканических центров, имеющих вид абиссальных холмов, представлены палагонитизированными гиалокластическими брекчиями, которые на склонах холмов сменяются более тонкими песчано-алевритовыми гиалокластитами. Последние распространяются в виде маломощных покровов (отложений гипотетических гиалокластических потоков) на дно ложбин между холмами, где образуют россыпи тонких сцементированных туфовых плиток на поверхности эвпелагических глин.

Среди эвпелагических глин, развитых на склонах холмов и на дне ложбин, встречаются разновидности, обогащенные зернами палагонита, которые могут рассматриваться как туфо-глины, образующиеся в ареалах рассеяния глубоководной гиалокластики, переносимой придонными течениями или суспензионными потоками.

Преобразование палагонита под воздействием придонной воды, вероятно, приводит к образованию аутигенного филлипсита и смешанослойного иллит-монтмориллонита эвпелагических глин. Такие глины и цеолититы, следовательно, также генетически связаны с подводным вулканизмом, хотя их нельзя отнести к вулканическим фациям, поскольку акты вулканизма и образования глин разделены длительным промежутком геологического времени. Скорее можно говорить о фациях гальмиролиза.

С подводной поствулканической активностью связаны специфические фации гидротермально измененных пелагических глин в той же Южной котловине (Скорнякова и др., 1973).

5.2. Пелагические фации областей влияния подводных эксгаляций

Влияние гидротермальной активности океанского дна сказывается особенно отчетливо именно на пелагических фациях в силу низких скоростей накопления и малых абсолютных масс пелагических осадков. Но даже в условиях минимальных скоростей осадконакопления эксгалятивные компоненты крайне редко становятся осадкообразующими, и вся гамма фациальных изменений, связанных с гидротермальной активностью, разворачивается на фоне обычного пелагического седиментогенеза со свойственными ему закономерностями фациальной зональности.

Наиболее ярко проявлены и лучше всего изучены пелагические эксгалятивно-осадочные фации в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и депрессии Бауэра. В осевой рифтовой зоне хребта здесь встречены настоящие железорудные фации — вулканические брекчии и гиалокластиты с обильными выделениями гидроокислов железа (Bonatti, Joensuu, 1966), но они имеют узко локальное распространение. На обширных площадях, достигающих ширины 1—2 тыс. км, наблюдается обогащение пелагических известковых и глинистых осадков гидроокислами железа и марганца, а также рядом малых элементов (Лисицын и др., 1976; Boström, Peterson, 1969). Судя по геохимическим картам, наблюдается постепенное уменьшение концентрации металлов в сторону от полос максимального обогащения, приуроченных к рифтовым зонам и некоторым разломам. Конкретные же точки показывают значительный разброс величин, свидетельствуя о гораздо более сложной картине фациальных изменений металлоносных осадков.

Выше критической глубины карбонатонакопления на гребне хребта выделяются фации высококарбонатных светло-окрашенных кокколито-фораминиферовых осадков, в которых металлоносность обнаруживается только в пересчете на бескарбонатное вещество. В понижениях рельефа, а особенно на глубинах, близких к критической, на флангах хребта и во впадине Бауэр наблюдаются в целом более тонкозернистые фораминиферово-кокколитовые осадки с яркой слоистостью: чередованием белых и светло-коричневых слоев с темно-коричневыми и кирпично-красными металлоносными. Происхождение такой слоистости не объяснено однозначно. В некоторых случаях она напоминает диагенетическую полосчатость, как будто указывая на постседиментационную миграцию рудных компонентов, в других металлоносные слои напоминают переотложенные осадки. Чаще же появление металлоносных слоев объясняется определенными периодами усиленной эксгалятивной деятельности. Пока неясно, насколько выдержаны по простиранию отдельные металлоносные слои и каков характер фациальных изменений в пределах каждого из них.

Вблизи критической глубины карбонатонакопления, которая во впадине Бауэр занимает необычно высокое для этих широт гипсометрическое положение (около 4 км), известковые металлоносные осадки сменяются мергельными, а затем бескарбонатными. Последние представляют собой обогащенные железом, а особенно марганцем, разновидности эвпелагических глин, но отличаются очень слабой окристаллизованностью глинистых минералов, пониженным содержанием алюминия по отношению к кремнезему.

Под влиянием экваториального пояса кремненакопления формируются металлоносные кремнисто-известковые и кремнисто-глинистые осадки. Фациальный переход к ним связан с повышением биологической продуктивности вод и не имеет отношения к эксгалятивным процессам.

Повышенная за счет гидротермальной поставки металлоносность пелагических осадков фиксируется путем геохимических пересчетов также в срединных хребтах Индийского и Атлантического океанов, но соответствующие фации проявлены гораздо менее отчетливо.

5.3. Фации с эдафогенным материалом

Разрушение и размыв в подводных условиях горных пород дна накладывают специфический отпечаток на фации областей с расчлененным тектоническим рельефом — рифтовых зон срединно-океанских хребтов, трансформных разломов, районов блокового дробления ложа океана, краевых разломов глубоководных желобов, а также континентального склона. Возникают фации эдафогенных обломочных и обломочно-глинистых осадков или осадков с примесью эдафогенного материала. Более вероятно нахождение этих фаций в пелагической области низких скоростей осадконакопления, где они отчетливо выделяются особенностями состава. Имеются фации с эдафогенным материалом и в приконтинентальных областях, в частности на континентальных склонах, но отличить эдафогенный материал от терригенного здесь гораздо труднее ввиду петрографического сходства материнских пород обоих источников.

Поступление эдафогенного материала может быть локализовано либо в отдельных обнаженных участках склонов, либо в протяженных зонах вдоль линий разломов. Главным агентом подготовки эдафогенного материала — дробления пород — служат, по-видимому, тектонические движения. Перенос его осуществляется в основном гравитационными процессами — оползанием масс осадка или сползанием (скатыванием) разрозненных обломков, лавиноподобными (селеподобными) потоками обломочного материала, суспензионными потоками, а в какой-то мере также придонными течениями.

Фации эдафогенных турбидитов описаны на дне глубоких тектонических депрессий — рифтовых ущелий и желобов трансформных разломов срединно-океанических хребтов (Безруков и др., 1972; Мурдмаа, Розанова, 1976). Они представлены ритмично-слоистыми пачками песков (иногда дресвы) алевритов, алевритово-пелитовых и пелитовых эдафогенных или эдафогенно-известковых осадков с типичными текстурами турбидитов. В этих же депрессиях развиты оползневые и обвальные фации несортированных щебнисто-глыбовых или грубообломочно-глинистых осадков, а на склонах наблюдаются покровы глыбового подводного элювия.

Глыбовые эдафогенные накопления с железомарганцевыми корками на глыбах представляют характерные фации крутых склонов подводных возвышенностей, гор и гайотов; встречаются они и на склонах глубоководных желобов. Помимо чисто эдафогенных отложений, в этих условиях распространены смешанные образования из пелагических и эдафогенных компонентов.

В зонах разломов ложа океана, на склонах и у подножий формируются фации пелагических глин и известковых осадков, обогащенных песчано-алевритовым или грубообломочным эдафогенным материалом. На полигонах удается иногда по распространению характерных минералов проследить ареалы рассеяния этого материала от уступов склона или подводных долин на расстояние до нескольких километров.

Энергия тектонических движений участвует в формировании указанных фаций, во-первых, на стадии мобилизации осадочного вещества как агент деструкции пород; во-вторых, создавая тектонический рельеф и выводя на поверхность дна породы фундамента; в-третьих, способствуя гравитационному транспорту проявлениями сейсмической активности. В большинстве известных случаев, хотя и не всегда, фации с эдафогенным материалом метят зоны синхронной или предшествующей седиментации тектонической активности.

Глава VI

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АКВАТОРИЙ

§ 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДВОДНЫХ НЕДР

Мировой океан представляет собой огромную кладовую нефти и газа, скрытых под его дном. Из общей площади акваторий мира, составляющих 232 млн. км², около 15 млн. км² оцениваются как перспективные для поисков месторождений нефти и газа. В мире известно до 900 месторождений нефти и газа. Доказанные запасы нефти морских месторождений всех капиталистических и развивающихся стран оцениваются компанией «Бритиш Петролеум» в 70—75 млрд. т, что составляет больше половины общемировых запасов; запасы газа оцениваются примерно в 10—12 трлн. м³ (Amer. Assoc. Petrol..., 1976, 1977). Из этих запасов 68% нефти и газа сосредоточено на Ближнем и Среднем Востоке, 9,5% — в Северной Америке, 5% — в Южной Америке, 6% — в Африке, 2,5% — в Северном море и 9% — в других районах (Сургучев, Гомзиков, 1975). К 1976 г. годовая добыча нефти из морских месторождений превысила 500 млн. т, что составило 22—23% от общей добычи нефти в мире. Основные сведения о нефтегазоносности шельфов по зарубежным странам, ведущим интенсивные поисково-разведочные работы, приводятся в табл. 1 и на рис. 1. В этом параграфе использована обширная периодическая зарубежная литература, в которой приводится характеристика месторождений, открытых в основном за 1972—1976 гг.

Атлантический океан. В настоящее время шельфы и система морей, связанных с Атлантикой, являются наиболее изученными в отношении нефтегазоносности.

Выяснилось, что, по существу, вся шельфовая периферия Атлантического океана является в той или иной степени нефтегазоносной, и прогнозные запасы углеводородов приближенно оцениваются в 800—1000 млрд. т. На атлантическом шельфе Северо-Американского континента нефтегазоносными являются шельфы Лабрадорского моря, залива Св. Лаврентия, Новой Шотландии и впадины Джорджес-Банк. Вскрытый скважинами осадочный разрез в этом регионе преимущественно терригенный, лишь 10% его представлено карбонатными породами. Общая мощность неоген-палеогеновых, меловых и юрских отложений колеблется от 7800 м в районе впадины Джорджес-Банк (на юге) до 9150 м на шельфах Лабрадорского моря.

За период 1972—1976 гг. в этом районе открыто 9 месторождений, краткая характеристика которых дана в табл. 2. Почти все месторождения многопластовые, залегающие на глубинах от 1800 до 2700 м. Продуктивны меловые и юрские отложения.

Геологическим комитетом Канады прогнозные запасы шельфа Восточной Канады оцениваются в 2,5 млрд. т нефти и 3,3 трлн. м³ газа. По оценке Геологической службы США (1975 г.), потенциальные ресурсы атлантического континентального шельфа и континентального склона США составляют 0,27—0,54 млрд. т нефти и 0,14—0,39 трлн. м³ газа. Они практически целиком связаны с мезозойскими отложениями.

Мексиканский залив и Карибское море являются крупнейшими нефтегазоносными регионами. На шельфах и в прибрежных районах США открыто

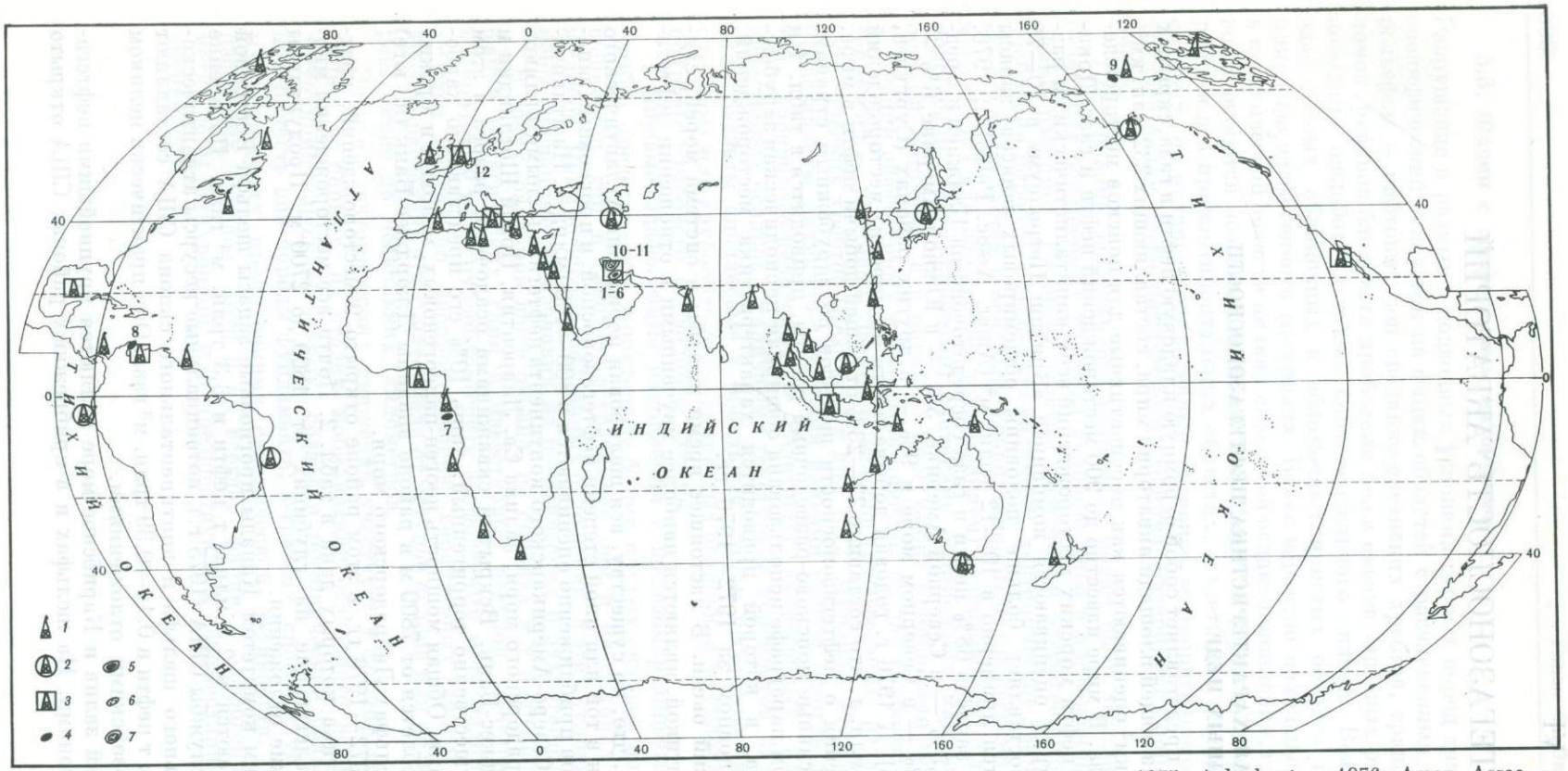


Рис. 1. Обзорная карта нефтегазоносности акваторий мира по состоянию на 1977 г. (Сургучев, Гомзиков, 1975; A look at..., 1976; Amer. Assoc. Petrol..., 1976, 1977; A World of Oil, 1974; Gardner, 1975; и др.)

Нефтегазоносный район, в котором насчитывается месторождений нефти и газа: *1* — от 1 до 10; *2* — от 10 до 20; *3* — более 20; *4* — гигантское нефтяное месторождение (запасы 1 млрд. т. и более); *5* — группа гигантских нефтяных месторождений (запасы 14,17—15,17 млрд. т.); *6* — гигантское газовое месторождение (запасы 1 трлн. м³ и более); *7* — группа гигантских газовых месторождений (7,8 трлн. м³). Месторождения-гиганты (цифры на карте) и их извлекаемые запасы: нефть (млрд. т) — *1* — Лулу-Эсфандиар — 4—5; *2* — Сафания — 3,5; *3* — Манифа — 1,5; *4* — Ферейдун-Марджан — 1,4; *5* — Майдан-Мазам — 1,3; *6* — Катиф — 1, 2; *7* — Эмерод — 1; *8* — Боливар — 3,1; *9* — Прадхо-Бей — 2,7; газ (трлн. м³) — *10* — Канган — 5; *11* — структура «С» — 2,8; *12* — Гронинген (Слохтерн) — 1,9

Таблица 1. Подводные запасы и добыча нефти зарубежных стран (A look at..., 1976; Amer. Assoc. Petr. ..., A World of Oil, 1974; Gardner, 1975; и др.)

Страна	Доказанные запасы нефти на 1977 г., млн.т	Добыча нефти в 1976 г., млн.т	Страна	Доказанные запасы нефти на 1977 г., млн.т	Добыча нефти в 1976 г., млн.т
США	2500	86 *	Малайзия	370—400	5,0
Венесуэла	5800	93,8	Иран	1350—3800	22,67
Тринидад	120	6,1	Нейтральная зона	1400	15,3
Мексика	5000	2,1	Саудовская Аравия	5600—7600	127,0
Бразилия	1000	1,1	Абу-Даби	2250	25,6
Перу	270	1,43	Катар и Дубай	2070	28,5
Эквадор	—	0,11	АРЕ	350	12,5
Норвегия	620—815	14,1	Тунис	20—40	2,04
Великобритания	2200	11,8	Нигерия	470	26,5 *
Дания	54	0,18	Габон	150	4,0
Нидерланды	—	0,03	Конго	100	1,8
Испания	200	1,5	Ангола	150	3,89
Италия	60—200	1,0	Австралия	680	3,4
Греция	200—250	—	Новая Зеландия	24	—
Япония	4	0,2	Индия	94	0,2
Индонезия	450—500	22,2			

* За 1973 г.

Таблица 2. Месторождения атлантического шельфа Северо-Американского континента

Месторождение	Год открытия	Возраст продуктивного горизонта	Тип коллектора	Характер флюида
Онондага	1969	Нижний мел	Песчаники	Газ
Уэст-Сейбл-Аленд	1971	Мел	»	Нефть, газ
Праймроз	1972	»	»	Конденсат, газ
Тебо	1972	Нижний мел	»	» »
Кохассет	1973	Мел	»	Газ
Ситнанта	1974	»	»	»
Бьярни	1973	Нижний мел, юра	Доломиты	Конденсат, газ
Гудрид	1974	То же	»	» »
Адольфас	1973	Мел	Песчаники	Нефть, газ

более 280 месторождений, являющихся в большинстве случаев многопластовыми. Месторождения приурочены к соляным куполам, куполовидным складкам и зонам выклинивания и несогласия. Самая глубокая скважина на шельфе США (при забое 6880 м) не вскрыла подошвы миоцена. Общая мощность миоцена, плиоцена и более молодых отложений в этом районе составляет 7500—9000 м. Полная мощность осадков здесь достигает 13—16 тыс. м. Продуктивные горизонты встречаются по всему разрезу. Прогнозные извлекаемые запасы нефти и газа в акватории Мексиканского залива, прилегающей к США, оцениваются следующим образом: нефти — 0,67 — 0,81 млрд. т, газа — 1,41—1,7 трлн. $м^3$.

У берегов Мексики, где открыто 19 месторождений, самая глубокая скважина, пробуренная на месторождении Аренке, достигла глубины 3420 м, вскрыв продуктивные известняки верхней юры. В недрах северо-западного шельфа залива нефтегазоносными являются третичные, верхне- и нижнемеловые отложения. Залежи приурочены к антиклинальным складкам. Доказанные запасы нефти на шельфах Мексики в целом оцениваются в 5,4 млрд. т.

Нефтедобыча в Карибском море играет важную роль в экономике Венесуэлы, Тринидада, а в последние годы — Колумбии. Основная добыча нефти Венесуэлы (более 60%) сосредоточена на озере Маракаибо, узким проливом соединяющемся с Венесуэльским заливом. Озеро выполнено толщей мезокайнозойских осадков мощностью от 8 до 10 км. Нефть содержится в отложениях миоцена, олигоцена, эоцена, палеоцена и мела. Кайнозойские осадки представлены чередующимися песчаными и глинистыми породами, а мезозойские — грубозернистыми песчаниками, известняками и глинами. Месторождения обычно многопластовые, залежи приурочены к осложненным разрывными нарушениями антиклинальным поднятиям различной амплитуды. Среди них гигантское нефтяное месторождение Боливар, первоначальные запасы которого оценивались до 3,1 млрд. т. Глубина залегания продуктивных горизонтов колеблется от 170 до 5300 м. На Панамо-Колумбийском побережье Карибского моря недавно открыты газовые месторождения Больена (на суше) и Чучупа (морское), относящиеся к единой структуре. Их общие извлекаемые запасы — 64 млрд. м^3.

В территориальных водах Тринидада (залив Пария) мощность мезокайнозойских осадков достигает 19 км. Продуктивные горизонты известны в терригенных образованиях миоцена и олигоцена, залегающих на глубинах 450—3350 м. Залежи приурочены к антиклинальным складкам, осложненным разрывными нарушениями типа надвигов.

Потенциальные запасы нефти Карибского моря в целом, согласно последним расчетам, составляют 9,6—13,7 млрд. т, а газа — 8,5 трлн. м^3.

Отдельные нефтегазоносные районы обнаружены на атлантическом шельфе Южной Америки. Так, в заливе Тодус-Сантус (Бразилия) выявлено 8 нефтяных месторождений, в которых продуктивными являются песчаники мелового возраста (Багир-Заде, Буряковский, 1975). Южнее за 3—4 года (1972—1976) открыто еще 11 нефтяных и газовых месторождений (табл. 3).

Таблица 3. Характеристика некоторых нефтяных месторождений на бразильском шельфе

Месторождение	Год открытия	Глубина залегания продуктивного горизонта, м	Возраст продуктивного горизонта	Тип коллектора	Начальные дебиты нефти, т/сут	Начальные извлекаемые запасы, млн. т
Гаруна	1974	3050—3149	Мел	Известняки	675	110—123
Парго	1975	2006—2031	»	Песчаники	212	Нет сведений
Наморадо	1975	886—938	»	»	1140	55
Бадежу	1975	Нет сведений	»	»	148	34—120
Робало	1974	2100—2303	»	»	Нет сведений	Нет сведений

Наиболее изученным районом северо-восточной периферии Атлантического океана является Северное море. Акватория Северного моря в 1965 г. была поделена на сектора между Англией (51%), Голландией (10%), ФРГ (7%), Данией (9%), Норвегией (23%); в пределах этих секторов начались интенсивные поисково-разведочные, геофизические и буровые работы.

К 1977 г. доказан обширный стратиграфический диапазон промышленной нефтегазоносности этого региона — от кайнозойских до нижнепермских отложений; продуктивные горизонты: нижняя и верхняя пермь, нижний

триас, юра, верхний мел и палеоген. Всего в акватории пробурено более 1000 скважин, в результате чего открыто 114 месторождений нефти, газа и конденсата.

Извлекаемые запасы углеводородов Северного моря на начало 1977 г. оценивались в 2,2—3 млрд. т нефти и 2,5 трлн. м³ газа; прогнозные запасы: нефти — 6 млрд. т, газа — 4—4,5 трлн. м³. Предполагается, что добыча нефти к 1980 г. на месторождениях Северного моря достигнет 140—200 млн. т. По предварительным прогнозам, к 1985 г. на месторождения Северного моря будет приходиться 25% всей европейской добычи нефти. Дальнейшие перспективы поисков нефти в Северо-Западной Европе связываются с плато Воринг в Норвежском море.

В северной части Ирландского моря, в районе Форлеби, получен приток тяжелой нефти из песчаных отложений триаса. Залежи оказались разрушенными из-за плохой покрышки. В южной части моря проведены детальные сейсмические разведочные работы и мелкое бурение. Закартированы третичные отложения, перекрывающие мел, юру и пермо-триас. Общая мощность осадочной толщи превышает 6100 м. На юге акватории выявлены три небольших осадочных бассейна, выполненных третичными отложениями. В одном из них — бассейне Нимф-Банк — получены промышленные притоки газа. Мощность третичных отложений здесь составляет 914 м. В других районах мощность третичных и мезозойских отложений достигает 2438 м, а юрских — 1524 м. В Ирландском море открыто нефтегазовое и газовое месторождения. Шельфы, примыкающие к юго-западному побережью Великобритании (пролив Св. Георгия и Бристольский залив) и юго-восточному побережью Ирландии (Кельтское море), характеризуются развитием мощных (до 3—4,5 км) толщ осадочных пород мезозойско-кайнозойского возраста, наличием нефтепроизводящих горизонтов нижней юры, присутствием в разрезе коллекторских пород и покрышек. Сейсмическим профилированием выявлено 11 крупных структур с размерами по длинной оси до 40 км. В результате бурения открыто газовое месторождение Кинсейл-Хед с запасами 28,8 млрд. м³ и одно нефтяное месторождение.

В Балтийском море поисковые работы на нефть и газ проводят СССР, Польша, ГДР, Дания и Швеция. Перспективы нефтегазоносности Балтийского моря связываются с терригенными и карбонатными коллекторами в отложениях кембрия, ордовика, силура, девона и верхней перми. На о-ве Готланд во время испытания скважин в течение нескольких часов из кембрийских отложений было получено 2 т нефти.

В пределах восточной периферии Атлантического океана в результате работ последних 15 лет выявлены значительные ресурсы нефти и газа в Гвинейском заливе. Наилучшие результаты достигнуты на шельфах Нигерии. С 1962 по 1975 г. здесь открыто 50 нефтяных месторождений, из которых более 10 находятся в эксплуатации. Структуры, к которым приурочены нефтяные месторождения, простираются с северо-запада на юго-восток, их размеры, как правило, невелики (10 × 7,5 км). Продуктивными являются песчаники эоцен-миоценового возраста. Интервалы глубин залегания продуктивных горизонтов — от 1580 до 3660 м. Запасы нефти Нигерии в Гвинейском заливе на 1976 г. оцениваются в 470 млн. т.

На шельфах Габона открыто 37 месторождений. Залежи нефти и газа находятся в широком стратиграфическом диапазоне — от миоцена до подсолевых песчаных отложений верхнего мела. Извлекаемые запасы нефти на шельфах Габона в связи с открытием новых месторождений (Жирелл, Пагио, Доре, Гонелле, Мандарос, Бреме, Барбье, Люсина, Ангюй) возросли до 150,7 млн. т, а запасы газа — до 196 млрд. м³.

На шельфах Конго открыты три месторождения — Пуэнт-Индиен, Эмерод и Лоанго. Залежи, приуроченные к меловым отложениям, находятся на глуби-

не 400—1000 м. Нефтеносность связана в основном с подсолевыми отложениями нижнего мела.

На шельфах Анголы открыты в 1973 г. два новых месторождения — Кабинда I и II, объединенные под общим названием Гальф. Нефть получена из верхнемеловых отложений в интервале глубин 460—2290 м.

В территориальных водах республики Заир открыто нефтяное месторождение Гальф-Солико.

На акватории ЮАР, в дельте р. Оранжевая, открыто газовое месторождение, запасы которого оценены примерно в 140 млрд. м³.

Средиземное, Каспийское и Черное моря. Значительные запасы нефти и газа сосредоточены в Средиземном море. Общая площадь дна, перспективная для поисковых работ, оценивается в 2 млн. км², а прогнозные запасы — 110—120 млрд. т. Месторождения выявлены в различных частях этого крупного региона.

В новом нефтегазоносном районе — Эгейском море — известны четыре нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождения: Приноу, Кавала, Термаикос и без названия. Это многопластовые месторождения, связанные в основном с высокопористыми миоценовыми песками, залегающими на глубинах от 1654 до 2752 м.

На восточном шельфе Италии известно более 20 месторождений газа. Залежи связаны с отложениями плиоцена, миоцена и эоцена, а на одном из месторождений получены притоки газа и конденсата из отложений верхнего мела. Основные залежи газа приурочены к песчаным породам среднего плиоцена, находящимся на глубинах 2100—2400 м. Запасы их составляют от 20 до 80 млрд. м³. Наиболее высокопродуктивные газовые месторождения расположены в районе дельты р. По. Важное значение имеет открытие нефтяного месторождения Роспо-Маре и Назелло-Маре с залежами в меловых известняках. В территориальных водах Югославии, в Адриатическом море, пока получены притоки нефти и газа в 20 км от берега, у о-ва Дун-Оток.

Помимо старых месторождений Джела и Рагуза, расположенных на юге о-ва Сицилия, в Ионическом море, в его северной части открыто новое газовое месторождение Луна. Запасы газа этого месторождения оцениваются в 15 млрд. м³.

На шельфах Туниса (залив Габес) известны два месторождения — Аштарт и Сиди-эль-Атайем. На месторождении Аштарт продуктивны эоценовые нуммулитовые известняки, залегающие на глубине 2880 м. Запасы нефти месторождения оценены в 40 млн. т. На другом месторождении — Сиди-аль-Атайем — продуктивны карбонатные отложения эоцена на глубине 2392 м.

На шельфах Египта известны два месторождения. Газоконденсатное месторождение Абукир расположено в 29 км к северо-востоку от Александрии, залежь газа приурочена к миоценовым отложениям на глубине 2580 м. На месторождении Бузейли газ получен из песчаников миоцена с глубины 1603—1612 м.

На шельфах Испании открыты четыре нефтяных месторождения. Одно из них — Ампосто-Марино — расположено в 20,8 км от устья р. Эбро. Продуктивный горизонт, приуроченный к отложениям верхнего мезозоя, вскрыт на глубине 1760 м. Запасы месторождения оценены в 68 млн. т. Остальные три месторождения — Кастеллон, Касабланка и Таррагона — расположены к югу от месторождения Ампосто-Марино. Продуктивными являются карбонатные отложения мезозойского возраста.

В Каспийском море все месторождения связаны с высокоамплитудными локальными складками, осложненными разрывными нарушениями и группирующимися в антиклинальные зоны. Залежи Южного Каспия связаны с песчаными коллекторами мощной терригенной толщи средне- и верхне-

плиоценового возраста, а на шельфе Среднего Каспия — с миоценовыми, меловыми и юрскими горизонтами.

В Черном море имеющиеся геологические предпосылки, такие, как мощность осадочного покрова (около 10 км), многочисленные нефте- и газопроявления в осадочной толще, позволяют благоприятно оценивать перспективы этого региона (Величко, Кузнецов, Левин и др., 1974).

Тихий океан. Нефтегазоносность Тихого океана связана с окраинными морями. Общая площадь дна, перспективная для поисковых работ на шельфах и континентальных склонах Тихого океана, составляет около 12 млн. км^2. Перспективные запасы нефти и газа оценены в 430—500 млрд. т.

На севере Тихого океана, в Беринговом море, на шельфах западной Аляски, в заливах Кука и Аляски, открыто 7 нефтяных и 13 газовых месторождений. Основные залежи связываются с палеоген-неогеновыми отложениями, образующими формацию кенай. Большинство газоносных залежей приурочено к верхней части формации, а нефтяные — к нижней части (горизонт хемлок). Известны также залежи нефти в среднеюрских песчаниках. Газоносная толща кенай залегает в интервалах глубин 900—1500 м, нефтеносные залежи приурочены к глубинам 3000—4600 м. В заливе Аляска глубина залегания продуктивных палеоген-неогеновых песчаников — порядка 110—534 м. Прогнозные запасы нефти залива Аляска составляют 8 млрд. т. Потенциальные ресурсы нефти залива Кука определены в объеме 1,35 млрд. т., а газа — 180 млрд. м^3.

В Японском море месторождения нефти и газа пока известны в территориальных водах Японии. К 1976 г. открыто 10 морских и имеющих морское продолжение нефтегазовых месторождений. Нефть и газ встречаются в куполовидных антиклинальных складках с довольно крутыми крыльями, разбитых дизъюнктивными нарушениями. Продуктивные горизонты представлены песчаниками, туфами и туфопесчаниками, приурочены к породам от среднего миоцена до плейстоцена и встречаются на глубинах 1500—1950 м. Доказанные запасы нефти на шельфах Японии на 1976 г. весьма скромные и составляют всего 4 млн. т. Прогнозные запасы нефти шельфов страны оцениваются в 685 млн. т.

В Желтом море (в заливе Бохайвань) развернуто разведочное бурение. Выявлено газоконденсатное месторождение в Ляодунском заливе. В северо-западной части Восточно-Китайского моря открыто нефтяное месторождение с дебитом скважин до 300 т/сут. В этом же районе неоднократно наблюдались естественные выбросы газа. В Южно-Китайском море нефть в основном добывается на шельфах Малайзии, Брунея и Индонезии. Большинство открытых месторождений приурочено к третичным отложениям. К югу от о-ва Тайвань при глубине моря 120 м открыто месторождение Миаоли. Получен газ с дебитом 700 тыс. м^3/сут, и конденсат с дебитом 30 т/сут с глубины 3960 м.

У берегов Малайзии, в Южно-Китайском море, выявлен ряд нефтяных и газовых месторождений: Тембанго, Самаранг, Саут-Фьюриус и др. В Сиамском заливе (территориальные воды Малайзии) открыто нефтяное месторождение Пулаи, газовое месторождение Сотонг. В 1976 г. извлекаемые запасы нефти на морских площадях Малайзии составили 337—400 млн. т.

На шельфах Брунея выявлены 7 нефтяных и одно газовое месторождение. Самое крупное — это месторождение Саут-Уэст-Ампа, нефтеносность которого приурочена к песчаникам миоцена, залегающим на глубине 2150—2480 м, с суточным дебитом до 40 тыс. т. Близ о-ва Натуна в конце 1974 г. открыты нефтегазовое месторождение Биртанг, нефтяное — Джернет и газонефтяное — Тапис. Все месторождения многопластовые с песчаными коллекторами. На шельфах Таиланда, в Сиамском заливе, где бурение началось в 1971 г., открыты два газоконденсатных месторождения, одно из них — месторождение Дуйонг.

В Яванском море (включая Макасарский и Малаккский проливы) к 1977 г. известно 50 месторождений нефти и газа. Все залежи приурочены к отложениям олигоцена — среднего миоцена и представлены в основном известняками, залегающими на глубине более 915 м. Все месторождения многопластовые, высокодебитные: 270—1439 т/сут нефти, а газа — 242—851 тыс. м^3/сут. Месторождение Тенчак на шельфах Восточного Калимантана дает нефть и газ из пяти горизонтов с глубин 2165—2287 м.

В море Банда, вблизи о-ва Серам, открыто единственное небольшое месторождение Була-Лемун. Продуктивны здесь плейстоценовые пески и рифовые карбонаты на глубине 85—280 м.

К 1976 г. добыча нефти на месторождениях морей Яванского и Банда составила почти 40—45 тыс. т/сут. Извлекаемые запасы нефти в недрах данных акваторий определены в объеме 400—500 млн. т.

Значительные ресурсы нефти и газа выявлены на шельфах Австралии и юго-западном шельфе Новой Гвинеи. Перспективы поисков нефти и газа на северном шельфе Австралии (Арафурское море и залив Карпентария) связываются как с мезозойскими и кайнозойскими отложениями, так и с палеозойскими. В пределах северо-восточного шельфа Австралии (Коралловое море) и в мелководной зоне юго-восточнее Новой Гвинеи открыты три газоконденсатных месторождения: Юраму, Паска, Ямара. Продуктивная толща приурочена к миоценовым рифам, залегающим в интервале глубин 1860—2500 м (Афанасьева, Родникова, 1975).

Другим нефтегазоносным районом подводной периферии Австралии является Бассов пролив. Глубина залегания фундамента в проливе, а также у юго-восточной Австралии, в Тасмановом море, достигает 3600—5660 м. Выявленные нефтегазоносные структуры имеют широтное простирание и осложнены крупными разломами, прослеживающимися в меловых — эоценовых отложениях. Осадочный разрез состоит из песчаных, алевритовых и глинистых пород с прослоями углей. В этом районе открыто 12 месторождений. Перспективы нефтегазоносности Бассова пролива оцениваются в 328,8 млн. т. нефти и 226,5 млрд. м^3 газа, что составляет почти 25% всех запасов Австралии.

В Тасмановом море, в пределах западного шельфа Новой Зеландии, открыто нефтегазовое месторождение Мауи. С глубины 2700—3500 м из эоценовых песчаников получены газ, конденсат и нефть. Геологическое строение месторождения очень сложное из-за многочисленных разрывных нарушений. Запасы газа оцениваются примерно в 200 млрд. м^3. Кроме того, на западном побережье этого острова обнаружено газовое месторождение Уаймамаку.

Юго-восточная периферия Тихого океана изучена в нефтегеологическом отношении значительно слабее. На шельфе Чили, в 600-километровой прибрежной полосе от г. Конститусьон до г. Корраль, пробурено всего 6 скважин. В скважинах вскрыт разрез тонкозернистых песчаников третичного возраста, из которых в одних районах получены притоки газа (район (Лебу), в других обнаружены нефтегазопроявления. Отмечается возрастание мощностей потенциальных коллекторских горизонтов по направлению к западу, в сторону океана.

Вдоль побережья Перу открыто 8 морских и континентально-морских месторождений. Самое крупное из них Бреа-Париньяс, по существу, полностью обеспечивает страну нефтью. Продуктивные горизонты (третичные отложения) расположены на глубинах от 1300 до 2000 м. Потенциальные ресурсы шельфовой зоны у побережья Перу оцениваются не менее чем в 270 млн. т. нефти.

Региональная нефтегазоносность подводных недр района Гуаякильского залива подтверждена как на шельфе Перу, так и Эквадора. У берегов Эквадора известно 7 нефтяных и газовых месторождений (морских и континенталь-

но-морских). Продуктивные третичные отложения залегают на глубинах от 1250 до 3130 м. Самым крупным нефтяным месторождением является Санта-Элена, а самым крупным газовым — Амистад.

Успешными оказались поиски на нефть и газ в районах тихоокеанского прибрежья Мексики. В заливе Теунтепек обнаружен целый нефтегазоносный район (Gardner, 1975).

В прикалифорнийской окраине Тихого океана с момента разбуривания первых скважин в 50-х годах и до начала 1976 г. открыто 30 нефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений. Они расположены на глубине от первых десятков метров до 457 м. Нефтегазоносность приурочена к широкому стратиграфическому диапазону отложений — от плиоцена до мела, на ряде площадей — даже к домеловым образованиям; 95% запасов углеводородов сосредоточено в плиоцен-миоценовой толще. В большинстве своем это многопластовые месторождения, включающие от 4 до 22 отдельных залежей. Мощность продуктивной части разреза колеблется от 50—70 до 1500 м. Часть выявленных подводных нефтегазоносных структур продолжается в пределы суши. В настоящее время нефтепоисковые работы успешно ведутся на расстоянии до 20—30 км от берега. За 1974—1975 гг. открыты три месторождения нефти — Хондо, Пескадо и Сапате, общие запасы которых оцениваются от 150 до 400 млн. т.

Морские месторождения прикалифорнийского региона, как правило, имеют небольшие начальные извлекаемые запасы — от 1 до 16 млн. т. Исключением является крупное месторождение нефти Уилмингтон, запасы которого оценены в 359,7 млн. т. Суммарные потенциальные ресурсы углеводородов на шельфах Калифорнии составляют примерно 1 млрд. т.

Индийский океан. В пределах Индийского океана до начала 70-х годов нефтегазоносность выявлена на шельфах, прилегающих к западному берегу Австралии, в Персидском и Суэцком заливах. В 1970—1977 гг. к этим районам морской нефтедобычи относились также недра шельфов Андаманского, Аравийского и Красного морей, а также осадочные бассейны Бенгальского залива, Мозамбикского пролива и океанической части Восточной Африки. Стратиграфический диапазон потенциально нефтегазоносных толщ охватывает почти весь фанерозой.

На шельфах западного и северо-западного побережий Австралии основными нефтеносными толщами являются мезозойские отложения, хотя залежи газа встречены и в палеозойских образованиях. Глубина залегания продуктивных отложений колеблется от 667 до 4352 м. Всего на западном шельфе Австралии открыто более 10 месторождений. За последние годы в связи с открытием нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений на шельфах всей Австралии потенциальные извлекаемые ресурсы углеводородов шельфа оценены в 600—900 млн. т.

В Андаманском море в результате бурения 6 стратиграфических и 22 структурных скважин отмечены многочисленные нефтегазопроявления, а у западных берегов Таиланда обнаружены первые газовые месторождения.

На шельфах Бангладеш выявлено 7 крупных месторождений природного газа, а в Камбейском заливе (Аравийское море) открыто первое в Индии морское месторождение (Бомбей-Хай). Залежи нефти встречаются на глубинах 960, 1400, 1700 и 1740 м. Добыча нефти началась в середине 1976 г. и составила на начальном этапе 1 млн. т/год, запасы ее оценены в 54—95 млн. т.

Крупнейшим нефтегазоносным регионом мира является Персидский залив. Поисковые работы на нефть и газ в этом районе ведутся с начала 50-х годов. К 1977 г. известно 52 морских месторождения, из которых три продолжаются в пределы суши и два расположены на островах. Среди месторождений есть гиганты: Лулу-Эсфандиар, Сафания, Канган и структура «С» (см. рис. 1) — самые крупные морские месторождения мира. Глубина на-

хождения залежей по всему району залива колеблется от 1400 до 3935 м. Нефтегазонакопление связано с мощной толщей известняков и песчаников, представляющих стратиграфический интервал от нижнемиоценово-олигоценового до пермского возраста.

В северной части залива регионально нефтегазоносны нижнемеловые оолитовые известняки ратави и среднемеловые (альб-турон) песчаники бургган. На северо-востоке, помимо свиты асмари-бангестан (нижний миоцен — олигоцен — верхний мел), выявлена промышленная нефтеносность нижнего мела — верхней юры (формация ратави-хами). На северо-западе залива продуктивные пласты встречены в разрезе верхней (араб) и средней (зона фадили-увайнат) юры. Характерной для южной части является нефтегазоносность нижнемеловой формации тамама, представленной четырьмя продуктивными горизонтами пористых известняков. Здесь получает широкое развитие солянокупольная тектоника, с которой связывают образование большинства структур этого района.

Персидский залив является одним из уникальных районов нефтегазонакоплений, где в сутки из его морских месторождений добывают до 700 тыс. т. нефти, а за весь 1976 г. извлечено около 250 млн. т., Доказанные запасы нефти на 1976 г. оценены в 49—50 млрд. т, а газа — в 14 трлн. м^3. Однако приведенные данные о запасах далеко не исчерпывают потенциальные возможности этого региона, несмотря на сравнительно хорошую в целом его изученность.

В Красном море промышленно-нефтегазоносным районом пока является район Суэцкого залива. К 1976 г. в пределах залива было известно 7 морских месторождений. Нефтегазоносность приурочена к крупнозернистым кварцевым пескам и песчаникам палеозой-мезозойского возраста (нубийские песчаники мощностью 800—1000 м), известнякам эоцена, известнякам и песчаникам миоцена. В последних сосредоточены основные ресурсы нефти. Самое крупное нефтяное месторождение Эль-Морган, запасы которого оцениваются в 140—200 млн. т. В 1974 г. открыто морское месторождение Рамадан, где из миоценовых песчаников эффективной мощностью 96 м получен приток фонтанной нефти в 548 т/сут. Суммарные доказанные запасы нефти в Суэцком заливе на 1976 г. оцениваются в 800—900 млн. т.

На шельфах собственно Красного моря, в 16 км от г. Тарима (Саудовская Аравия), на глубине 30 м открыто газоконденсатное месторождение Баркан. С глубины 1906—1946 м получен газ дебитом 32 тыс. м^3/сут и конденсат — 89 т/сут; запасы газа оценены в 102 млрд. м^3.

На западном берегу Красного моря скважина С—1 с глубины 2910—3230 м дала выброс газа. Притоки газа и конденсата получены также у берегов Судана и Йемена.

В Мозамбикском проливе в результате проведенных разведочных работ обнаружено крупнейшее месторождение битуминозных песчаников Бемуланга (второе в мире по запасам после известного месторождения Атабаска в США). Кроме того, открыто газовое месторождение Панде. Залежь газа приурочена к верхнемеловым отложениям, ее запасы оценены в 3 млрд. м^3.

Поисково-разведочными работами в более чем 700-километровой зоне, вытянутой вдоль юго-восточного и южного шельфов Африки, открыто пока единственное газоконденсатное месторождение. Оно расположено в 65 км от берега, в 240 км к западу от Порт-Элизабета, на глубине 135 м. Из двух продуктивных песчаных горизонтов юрско-мелового возраста с глубины 2286 м здесь получен приток газа с дебитом 1,05 млн.м^3/сут и конденсата — 14 т/сут.

Северный Ледовитый океан. Интенсивные геологоразведочные работы на нефть и газ в арктических районах Северо-Американского континента начались в 1968 г., когда было открыто крупнейшее нефтегазовое месторождение

Прадхо-Бей. К 1976 г. в этом регионе открыто 54 нефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений. Залежи нефти и газа этих месторождений представлены в основном песчаниками и приурочены к широкому стратиграфическому интервалу разреза — от нижнего карбона до третичных включительно. Разработан специальный проект по нефтегазовой разведке островов Банкс, Мелвилл, Лохид, Камерон, Виктория и других, а также на побережье моря Бофорта. Потенциальные запасы нефти и газа в арктических районах Северо-Американского континента оцениваются соответственно в 14 млрд. т и 23 трлн. м^3, а запасы газа Арктического архипелага Канады — в 340 млрд. м^3.

§ 2. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Многолетний опыт изучения характера размещения нефтяных и газовых месторождений на континентах свидетельствует о том, что промышленные скопления этих полезных ископаемых закономерно связаны с теми осадочно-породными бассейнами, в недрах которых из рассеянного в породах органического вещества происходило образование компонентов нефти и газообразных углеводородов, формирование и консервация их скоплений. Такие осадочно-породные бассейны, именуемые нефтегазоносными, рассматриваются в качестве основных элементов нефте-газогеологического районирования земной коры.

Осадочные бассейны широко распространены и под дном Мирового океана. Но, как показывает анализ новейших данных, в океанических осадочных бассейнах значительно реже, чем на континентах, возникают геолого-геохимические условия, необходимые для зарождения и развития процессов нефтегазообразования. Это вызвано главным образом тремя факторами: 1) спецификой строения океанического осадочного чехла, 2) своеобразием распределения в нем органического углерода, 3) необычными особенностями геотермического режима и литогенеза глубоководных осадочных толщ.

Выделяются три различных типа строения осадочных бассейнов под дном Мирового океана. В бассейнах, формирующихся под дном внутренних и отчасти окраинных морей, осадочные толщи по своей структурной композиции представляют геологические тела линзовидной формы, выполняющие крупные впадины поверхности фундамента. Характерной особенностью, как правило, является большая мощность отложений (3—10 км и более) с максимумом, приуроченным к осевым, относительно глубоководным участкам акваторий. Современная котловинная морфология дна внутриматериковых и окраинных морей — свидетельство геологической эволюции осадочных бассейнов в течение неотектонического этапа. С точки зрения современного геологического строения подводных осадочных бассейнов этого типа, очевидна их аналогия со строением осадочного чехла нефтегазоносных регионов суши.

Другой тип осадочных бассейнов свойствен областям непосредственного сопряжения континентов и абиссальных океанических впадин. Поперечные разрезы таких областей, как известно, характеризуются сочетанием трех разнородных структурно-формационных зон: континентальных шельфа, склона и подножия. Типичной чертой строения осадочного чехла является террасовидное (с уклоном в сторону океана) залегание слоев, осложненное, особенно у внешнего относительно глубоководного края шельфа, серией продольных разрывов, флексурных перегибов или поднятий, а в пределах нижней части склона и смежной зоны подножия — оползневыми структурами. Нередко примечательную особенность представляют седиментогенные поднятия, обусловленные длительным формированием барьерных рифов в зоне сочленения шельфа со склоном. Вдоль погребенных рифовых построек часто протягиваются региональные зоны выклинивания гранулярных коллекторов. По-

перечные тектонические осложнения в виде выступов или крупных поднятий поверхности фундамента являются причиной того, что структура этой поверхности может приобретать строение частично замкнутой впадины.

Рассмотренный вариант строения подводного осадочного чехла характеризуется резко отличными мощностями отложений в пределах каждой структурно-формационной зоны. Чаще всего отмечается следующая особенность распределения мощностей осадочных толщ: их максимальные величины находятся в пределах шельфа и верхней части склона, а минимальные — в глубоководной части континентального подножия. Бывает, однако, что наибольшей мощности (до 8—12 км) осадочный чехол достигает в нижней части склона, отражая формирование погребенных, компенсированных осадконакоплением палеожелобов. В континентальном секторе земной коры аналогом современных областей перехода материков к глубоководным впадинам океана до некоторой степени могут служить ископаемые склоны относительно глубоководных и геоморфологически четко выраженных палеовпадин древних седиментационных бассейнов. Они отличаются высокой плотностью запасов нефти и газа, широким распространением, помимо структурных, также неструктурных и комбинированных ловушек. В качестве известных примеров можно привести палеосклоны Пермского бассейна в США и палеозойских впадин восточного перикратона Восточно-Европейской платформы в СССР с широко развитыми рифовыми коллекторами на склонах или южный борт глубоководного бассейна майкопского времени в Индоло-Кубанском прогибе, с которым связаны известные заливообразные залежи нефти и газа хадумского горизонта.

Третий, существенно отличный от предыдущих тип осадочных бассейнов характерен для внутренней области Мирового океана. Его основными особенностями являются: сравнительно слабая дислоцированность отложений при практически горизонтальном их залегании в пределах абиссальных равнин; как правило, малая мощность осадочной толщи (1,0 км и менее), зачастую выклинивающейся на поднятиях фундамента; наличие верхнего слоя слабоконсолидированных осадков; весьма однообразный состав отложений — глинистый и планктоногенный известково-кремнистый, реже вулканогенный. По своим свойствам осадочный чехол под дном внутренних частей океанов практически не имеет аналогов среди акваторий внутриматериковых морей и нефтегазоносных бассейнов континентов.

2.1. Особенности распределения органического вещества (ОВ) в осадочной толще Мирового океана

По характеру накопления в осадках аллохтонного и автохтонного ОВ и скоростям осадкообразования в акваториях выделяются две резко отличные группы бассейнов. Одна из них включает зоны непосредственного сопряжения континентов и абиссальных впадин, замкнутые и полузамкнутые морские бассейны океанической периферии и, наконец, внутриматериковые моря, другая представляет остальную, глубоководную часть Мирового океана.

Главными особенностями седиментогенеза во внутриконтинентальных, окраинных морях и на материковых окраинах являются значительные скорости накопления осадков и одновременно повышенное содержание в них ОВ. Среднее содержание $C_{орг}$, как показало обобщение данных глубоководного бурения (Троцюк, 1976), здесь составляет около 0,5%. Отмечается четко дифференцированное течение седиментационных процессов в различных морфоструктурных зонах дна. Зональность седиментогенеза определяется количеством поступления и гранулометрическими особенностями терригенного материала, соотношением скорости накопления осадков и тектонического погружения поверхности дна, воздействием гидрогеологических фак-

торов и т. д. Однако несмотря на многочисленность факторов, обусловливающих зональность седиментационных процессов, намечается общая закономерная тенденция распределения ОВ в осадочных образованиях этой группы бассейнов — повышенная его концентрация отмечается в терригенных отложениях и возрастает с увеличением их дисперсности. По имеющимся данным, в составе ОВ существенная доля может принадлежать битуминозным, легкогидролизуемым компонентам.

Совершенно другая картина наблюдается в глубоководной области Мирового океана. Судя по материалам около 300 скважин глубоководного бурения, по крайней мере с конца мезозойского времени здесь устойчиво сохраняется крайне замедленный темп накопления осадков с весьма низким содержанием ОВ (среднее статистическое — 0,1%, $n = 4200$). Для всей толщи характерны небольшие от слоя к слою колебания $C_{орг}$ (как правило, от 0,05 до 0,10%). В составе ОВ как современных (Романкевич, 1977), так и ископаемых осадков этой области (McIver, 1975) отмечается, как правило, ничтожное количество битуминозных веществ, а основная масса ОВ представлена его наиболее стабильными компонентами. Примечательно, что в экстрагируемой из этих осадков органике отсутствуют типичные для нефтей и рассеянного ОВ нефтепроизводящих пород ароматические углеводороды и, судя по данным хроматографического и масс-спектрометрического анализов, фиксируются необычные соотношения нечетных и четных н-алканов. Как отмечает Мак-Айвер (McIver, 1975), проанализированные образцы из глубоководных скважин внутренней области океанов содержали меньше 4×10^{-6}% бензиновой фракции, что указывает на отсутствие заметных следов термокаталитического преобразования ОВ. По всем отмеченным выше особенностям рассеянного органического вещества отложения внутриокеанической области не имеют ничего общего с характеристиками нефтепроизводящих толщ.

Таким образом, по характеру поступающего в осадок и захороненного в нем органического вещества рассмотренная область неблагоприятна в отношении нефтегазообразования.

Оптимальные зоны нефте- и газообразования. Благодаря происшедшему в последние годы расширению наших знаний о геологическом строении дна морей и океанов открылись возможности углубленного обоснования закономерностей нефте- и газообразования в акваториях. Ранее имевшиеся сведения ограничивались данными бурения на мелководных шельфах, являющихся подводным продолжением материковых структур, а глубоководные части акваторий за пределами мелководного шельфа исследовались только геофизическими методами. Более или менее надежная интерпретация геофизических данных стала возможной лишь сравнительно недавно в результате осуществления программы глубоководного бурения.

Последние годы ознаменовались существенным прогрессом в развитии теории осадочно-миграционного происхождения нефти и газа. По существу, исследование процессов нефтеобразования из стадии качественного анализа перешло к количественным балансовым расчетам, основанным на изучении обширного материала по континентальным нефтегазоносным бассейнам. Большую роль в этом сыграли труды В. А. Соколова, Н. Б. Вассоевича, А. А. Трофимука, А. Э. Конторовича, С. Г. Неручева, А. А. Геодекяна и других исследователей. Изучение вертикальной зональности распределения битумоидов в разрезе осадочных толщ привело к формулированию понятий о главной фазе (зоне) нефтеобразования (Вассоевич и др., 1969) и главной фазе (зоне) газообразования (Неручев и др., 1973).

В настоящее время признается, что в процессе нефтеобразования параллельно с термокаталитической генерацией битумоидов в обогащенных рассеянным органическим веществом (РОВ) глинистых породах необходимо также удаление из этих пород заключенной в них поровой и межслоевой воды,

которая представляет важнейший агент эмиграции новообразованных рассеянных битумоидов из нефтепроизводящих слоев в коллекторские. Следовательно, для оценки условий нефтегазообразования одинаково необходимо выявление в разрезе осадочного чехла и вертикальной геотермической зональности, определяющей развитие процесса термокаталитического преобразования РОВ, и зональности дегидратации пелитовых отложений, отражающей динамику эмиграции в коллекторы новообразованных битумоидов.

В нефтегазоносных бассейнах суши и шельфовых зон акваторий, характеризующихся кристаллическим основанием континентального типа и таким строением осадочного чехла, при котором в разрезах, как правило, выдерживается чередование пелитовых и коллекторских пачек пород, интервалы разреза с температурными условиями, соответствующими началу главной фазы нефтеобразования, обычно совпадают с теми зонами литогенеза, где глинистые породы, утратив уже значительную часть поровых вод, еще заключают в себе огромные запасы межслоевой воды, связанной с набухающими глинистыми минералами группы монтмориллонита. Данные по континентальным нефтегазоносным бассейнам свидетельствуют, что резкое ускорение оттока вод из глинистых толщ в коллекторские слои, вызванное мощной интенсификацией процесса дегидратации монтмориллонита с преобразованием его в смешанослойные (гидрослюдистые) глинистые минералы, приурочивается именно к термобарическим условиям главной фазы нефтеобразования (ГФН).

Анализ имеющихся геолого-геофизических и геохимических материалов позволяет предполагать, что обе указанные важнейшие стороны процесса нефтегазообразования в акваториях за пределами шельфов отличаются рядом специфических черт. Эта особенность в конечном счете и обусловливает то обстоятельство, что совмещение в геологическом пространстве подводных недр геотермического и литогенетического параметров, определяющих процессы нефтеобразования, не представляется столь же обычным явлением, как в пределах континентов.

В окраинных частях океанов и внутриконтинентальных морях котловинного типа мощный осадочный чехол зачастую сложен преимущественно пелитовыми отложениями, обычно содержащими РОВ в отличие от осадков открытых частей океана в количествах, достаточных для того, чтобы рассматривать эти отложения как потенциально нефтегазопроизводящие. Песчаные потенциально коллекторские слои присутствуют в них спорадически и связаны в основном с зонами периодического возникновения мутьевых потоков и развития соответствующего генетического типа осадков — турбидитов. В разрезах наряду с терригенным материалом широко развиты кремнистые образования, играющие незначительную роль в составе осадочных толщ континентов. Обе указанные особенности строения и вещественного состава осадочных комплексов глубоководных акваторий рассматриваемых типов приводят к резкому замедлению нарастания величины плотности распространенных здесь пелитовых отложений — основных носителей РОВ — с глубиной погружения по сравнению с чехлом эпиконтинентальных морей.

Температурный режим недр под дном глубоководных морей также характеризуется рядом особенностей, обычно не свойственных континентам. Прежде всего это крайне неравномерное по площади распределение теплового потока в областях сочленения континентов и океанов. Общеизвестно контрастное изменение величины теплового потока в относительно узкой полосе перехода от краевых частей океанической платформы к осевым зонам глубоководных желобов и далее к островным дугам и котловинам окраинных морей, где наблюдается весь известный для Земли диапазон его вариаций. Это явление влечет за собой высокоамплитудные вертикальные колебания изотермических поверхностей в осадочном чехле. Существенное влияние на тепловой режим подводных недр в областях сочленения континентов и океа-

нов, по-видимому, оказывает изменчивость мощности верхнего слоя слабоуплотненных отложений, характеризующихся низкой теплопроводностью и потому являющихся теплоизолятором. В частности, пониженная теплопроводность замедленно уплотняющихся отложений в областях с высоким тепловым потоком приводит к значительному увеличению геотермического градиента и соответственно температуры недр под дном, существенно превышающим таковые на аналогичных глубинах в нефтегазоносных бассейнах континентов.

Понятно, что рассмотренные особенности температурного режима и литогенеза под дном глубоководных акваторий не могут не привести к своеобразию их соотношений в недрах этих регионов, заключающемуся в частом разобщении в разрезе главных фаз генераций (ГФгН) и эмиграции (ГФэН) нефти (Вассоевич, 1974), соответственно отвечающих стадии интенсификации процессов преобразования РОВ в компоненты нефти, с одной стороны, и стадии массового отжатия межслоевых вод из глинистых нефтепроизводящих толщ — с другой. Можно представить два основных варианта частичного или полного несовмещения ГФгН и ГФэН в недрах внешельфовых глубоководных акваторий (Геодекян и др., 1976б). В первом из них пелитовые толщи при прохождении ими диапазона температур стадии активного новообразования битумоидов находятся еще на низких стадиях литификации, характеризуясь высокими пористостью и влагонасыщенностью. Зона развития процессов их интенсивной дегидратации смещается на значительные глубины, иногда ниже температурного интервала ГФгН. Такой вариант разобщения в вертикальном разрезе ГФгН и ГФэН, по имеющимся данным, свойствен недрам глубоководных акваторий океанских окраин, в частности, осадочному выполнению окраинных морей области сочленения Азии и Тихого океана, где отмечается высокий тепловой поток, мощная теплоизолирующая толща в верхней части осадочного чехла и, следовательно, высокая прогретость последнего.

При втором возможном варианте несовмещения в разрезе ГФгН и ГФэН, не имеющем пока достаточного обоснования фактическим материалом, значительная часть вод, содержащихся в глинистых отложениях, мобилизуется до того, как эти отложения попадут в зону температур, благоприятных для усиленной генерации битумоидов. Подобная ситуация может быть теоретически предсказана, например, для мощного осадочного чехла глубоководных желобов, а также дельтовых комплексов, которые содержат прослои гранулярных коллекторов, способствующих ускоренной дегидратации пелитовых отложений.

Несовмещение в разрезе интервалов активного новообразования битумоидов(ГФгН)и активной их эмиграции (ГФэН) может быть полным или частичным. Оптимальные условия для нефтеобразования создаются лишь в зоне совпадения частей этих интервалов. Такая зона нами характеризуется как оптимальная зона нефтеобразования (ОЗН) (рис. 2). Мощность ОЗН в различных регионах может существенно варьировать от нескольких километров в случае низкого геотермального градиента и практически полного совмещения в разрезе интервалов ГФгН и ГФэН до небольших величин или выклинивания при их значительном несовмещении или полном разобщении. В первую очередь существенное утонение ОЗН (вплоть до ее полного выклинивания) происходит в области перехода от внешнего края шельфа к глубоководной области.

Об оптимальной зональности можно говорить и применительно к процессу катагенного газообразования. Однако поскольку в отличие от нефтяных компонентов газообразные углеводороды не нуждаются в наличии дополнительных агентов эмиграции, представление об оптимальности условий глубинного газообразования следует связывать не с явлением совмещения

зон активной генерации и эмиграции, а с остаточной долей заключенного в осадочных породах РОВ, не реализованной в процессе прохождения отложениями температурного интервала ГФН. В тех случаях, когда оптимальная зона нефтеобразования в разрезе существенно сокращена или вообще отсутствует, в термические условия главной фазы газообразования попадает значительно больше РОВ. По имеющимся пока еще немногочисленным данным, газопродуцирующий потенциал сапропелевого РОВ (без учета диагенетического газа) в случае деструкции жидких углеводородов и их преобразования в углеводородные газы увеличивается почти вдвое. Поэтому для раздельной генетической оценки перспектив нефте- и газоносности недр под дном

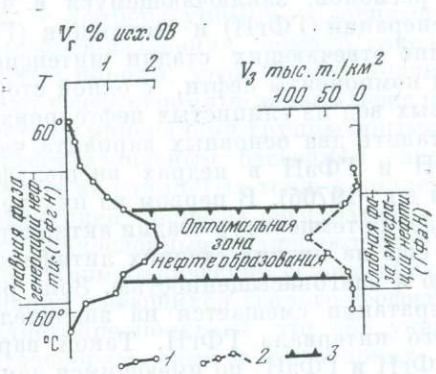


Рис. 2. Принципиальная схема выделения оптимальной зоны нефтеобразования

1 — интенсивность генерации ($V_{г_{рас}}$) рассеянных компонентов нефти (в % от исходного количества органического вещества); 2 — интенсивность эмиграции ($V_э$) рассеянных компонентов нефти (в тыс. тонн) из условного столба пород высотой в 0,5 км и площадью 1 км²); 3 — границы оптимальной зоны нефтеобразования. Приведенные оценки $V_г$ и $V_э$ относятся к разрезу западного обрамления Южного Каспия

акваторий целесообразно выделение в них наряду с ОЗН и оптимальной зоны газообразования (ОЗГ).

Выдвигаемые представления об ОЗН и ОЗГ по мере накопления фактического материала будут уточняться, и особую роль в этом сыграет получение благодаря глубоководному бурению данных о составе и содержании РОВ в геологическом разрезе дна и их сопоставление с термобарической обстановкой недр.

Принципы нефтегазогеологического районирования акваторий. Существующие ныне схемы классификации элементов нефтегазогеологического районирования дна Мирового океана как значительной части нефтегазоносных регионов земного шара построены на геотектонической основе (Калинко, 1969; Хаин, 1970; Левин, 1970; Левин, Хаин, 1971; Соколов и др., 1973). Необходимость привлечения тектонического критерия при глобальном нефтегазогеологическом районировании не вызывает сомнения, ибо тектоническое строение, а отсюда формационный состав выполнения и история геологического развития позволяют классифицировать седиментационные бассейны, являющиеся возможными регионами нефтегазообразования и нефтегазонакопления, провести их сравнительный анализ и типизацию. С введением понятия «главной фазы нефтеобразования» (Вассоевич и др., 1969) подобные классификации (Хаин, 1970; Соколов и др., 1973; Соколов, 1975) в значительной мере обогатились результатами исследования генетического аспекта нефтегазоносности. Стало очевидным, что нефтегазоносными являются не любые осадочно-породные бассейны, а только те из них, уровень развития которых обусловливает прежде всего образование нефти и газа, а также формирование и сохранность их промышленных скоплений. Однако даже эти последние классификации не учитывают специфики соотношения термического и литогенного факторов нефтегазообразования в недрах под дном глубоководных внешельфовых акваторий по сравнению с таковыми в континентальных регионах, что и привело к возникновению представления об оптимальных зонах нефте- и газообразования (Геодекян и др., 1972, 1976б).

Если использование сравнительного анализа и метода аналогий на формационно-тектонической основе позволяет осуществить типизацию осадочно-породных бассейнов, то разработка их нефтегазогенетических моделей на базе представлений о главных фазах и оптимальных зонах нефте- и газообразования позволяет оценить масштаб генерации в их пределах жидких и газообразных углеводородов и таким образом выявить сравнительную значимость участков земной коры в общеглобальном балансе нефтегазоносности.

В настоящее время, с точки зрения обоснованности оценки перспектив нефтегазоносности, заметно отличаются друг от друга континентально-шельфовые и преимущественно шельфовые осадочно-породные бассейны, с одной стороны, и преимущественно глубоководные (внешельфовые) акваториальные бассейны — с другой. Первые из них в той или иной мере изучены глубоким бурением в своей сухопутной части и на мелководном шельфе. Имеющиеся здесь сведения по тектоническому строению, геологическому развитию, мощности, стратиграфическому объему и литофациальному составу осадочного чехла, а также данные о геохимической и гидрогеологической обстановках нефтегазообразования и нефтегазонакопления могут быть с большей или меньшей достоверностью экстраполированы в пределы акваториальной части подобных бассейнов. По-другому обстоит дело со второй группой бассейнов. Входящие в их состав небольшие участки суши иногда настолько незначительны по площади в сравнении с общими размерами бассейна, что выявленные здесь геолого-геохимические критерии нефтегазоносности не могут быть с уверенностью распространены на большую, акваториальную часть нефтегазоносного региона.

На современном этапе изучения внешельфовых, преимущественно нефтегазоносных или возможно нефтегазоносных регионов первостепенное значение приобретает выявление их перспективности на генетической основе. С подобных позиций в последующих разделах главы рассмотрены акватории Северного, Балтийского, Охотского морей и Южного Каспия, по которым Лабораторией нефтегазоносности акваторий морей Института океанологии АН СССР проведены специализированные геолого-геохимические исследования, в том числе по последним трем регионам — комплексные экспедиционные работы.

2.2. Генетические предпосылки нефтегазоносности Северного и Балтийского морей

Наиболее яркой иллюстрацией возможностей генетического подхода к оценке перспектив нефтегазоносности акваториальных регионов являются результаты изучения с этих позиций распределения установленных нефтегазовых ресурсов в недрах Северного моря.

Впадина Северного моря является западной акваториальной частью Северо-Европейского (Североморско-Балтийского) нефтегазоносного бассейна, ограниченной на юге европейскими варисцидами, на западе — каледонидами Великобритании, на востоке — каледонидами Скандинавии, Балтийским щитом и тектоническими зонами Дании. Северная подводная граница нефтегазоносного бассейна определяется зоной перехода континентальной коры Северного моря в глубоководную Норвежскую котловину, характеризующуюся субокеанской структурой коры. По данным геофизики (профилирование МОВ, МПВ, магнитная и гравиметрическая съемки), бурения, в пределах североморской части этого бассейна по поверхности складчатого основания и палеозойских горизонтов осадочного чехла выделяется ряд впадин и разделяющих их приподнятых тектонических зон (рис. 3). Осадочный чехол под

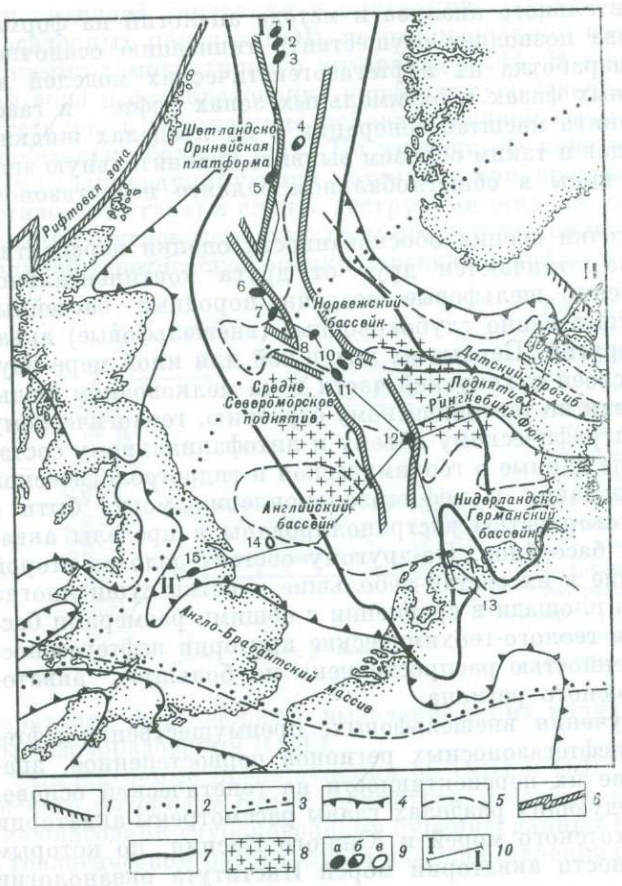


Рис. 3. Тектоническая схема Северного моря

1 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы (линия Торнквиста);
2 — юго-восточная граница каледонского складчатого пояса;
3 — северная граница варисцийского складчатого пояса;
4 — границы распространения отложений цехштейна (P_2);
5 — зона развития галокинеза солей цехштейна;
6 — разломы, ограничивающие рифтовые зоны;
7 — осевая часть третичного бассейна Северного моря;
8 — магнитные максимумы;
9 — месторождения:
а — нефтяные;
б — газонефтяные;
в — газовые;
10 — линии геологических профилей (см. рис. 4 и 5).

Месторождения (цифры на схеме):

1 — Тистл;	9 — Торфелт;
2 — Данлин;	10 — Экофиск;
3 — Брент;	11 — Элдфиск;
4 — Фригг;	12 — Дан;
5 — Берилл;	13 — Гронинген;
6 — Фортис;	14 — Вест-Моул;
7 — Монтроуз,	15 — Икринг
8 — Код;	

дном Северного моря сложен палеозойскими (в основном начиная с девонских), мезозойскими, кайнозойскими породами и достигает наибольшей мощности (до 10—12 км) в центральной части бассейна.

В настоящее время из-за недостатка данных не существует единого мнения о возрасте складчатого основания осадочного чехла акватории Северного моря. Большинство исследователей считают его гетерогенным, докембрийско-каледонским, предполагая здесь эпикаледонскую платформу, осложненную субширотной полосой выступов докембрийского фундамента, которым соответствуют крупные гравимагнитные максимумы отмелей Доггер-Банк и Шилл-Банк, а также поднятие Рингкебинг-Фюн, где докембрийский возраст основания установлен по данным бурения.

Разрез осадочного чехла под дном акватории четко подразделяется на три структурных этажа: доверхнепермский (подцехштейновый) подсолевой, верхнепермский (цехштейновый) солевой и надцехштейновый надсолевой. Строение нижнего этажа отличается прямой унаследованностью от структуры фундамента. Структура надцехштейнового этажа имеет несколько иной, более сложный вид, что определяется развитием процессов галокинеза цехштейновых солей, мезозойского рифтогенеза и наложенным характером кайнозойского прогибания. В подсолевом и надсолевом этажах можно выделить по два подэтажа: в нижнем — допермский и нижнепермский ротлигендесовый, в верхнем — мезозойский рифтовый и кайнозойский пострифтовый.

Строение допермского подэтажа в настоящее время почти не изучено. Доказано лишь наличие допермских поднятий, соответствующих широтной полосе гравимагнитных максимумов (выступов докембрийского фундамента). Структура ротлигендесового подэтажа охарактеризована материалами бурения и сейсморазведки. Кровля ротлигендеса, залегающая у побережья Великобритании на глубине 1—2 км, погружается на восток до глубины 7 км. В юго-восточной части акватории в разрезе ротлигендеса присутствуют мощные пласты соли, участвующие наряду с цехштейновыми солями в процессах галокинеза. В остальных районах для ротлигендеса характерно развитие многочисленных блоковых поднятий, часто значительной амплитуды (до 350 м) и размеров (до 300 км^2).

Солевой цехштейновый этаж в общем плане наследует структуру ротлигендесового подэтажа. Однако его структурные особенности в областях развития и отсутствия галокинеза резко различаются между собой. Для первой характерно развитие узких протяженных соляных массивов (типа соляных антиклиналей) длиной от 40 до 100 км при ширине 7—10 км в ее южной части, где глубина подсолевого ложа достигает 3,5—4,5 км, и хаотически расположенных относительно небольших (5 × 7 км) соляных штоков в северной части цехштейнового седиментационного бассейна, где глубина залегания подошвы цехштейна значительно меньше и соляная тектоника менее интенсивна. В приподнятых в палеоплане бортовых районах цехштейнового бассейна, включая широтную полосу палеоподнятий его центральной части, рассматриваемый этаж сложен преимущественно карбонатными породами сокращенной мощности, которые имеют пластовое залегание, осложненное боковыми поднятиями.

На формирование мезозойского надсолевого подэтажа наряду с юрско-раннемеловым рифтообразованием, обусловившим приуроченность увеличенной мощности отложений этого возраста к системе рифтов Центрального грабена (Ziegler, 1975; Walmsley, 1975), существенное влияние в отношении распределения мощностей и оформления основных структурных особенностей мезозойского комплекса в целом оказали процессы галокинеза цехштейновых соляных масс. Отложения кайнозойского структурного подэтажа, залегающие несогласно на подстилающих мезозойских, выполняют обширный и глубокий пострифтовый прогиб с субмеридиональной ориентировкой оси.

К настоящему времени доказан обширный стратиграфический диапазон промышленной нефтегазоносности Североморского региона, охватывающий интервал пород от кайнозоя до нижней перми включительно. По характеру распределения скоплений нефти и газа в разрезе можно выделить три основные продуктивные толщи: песчаники ротлигендеса, с которыми связаны основные залежи газа Северного моря, расположенные в его южной части; юрские песчаники северной части акватории; верхнемеловую — кайнозойскую толщу, представленную датскими известняками и палеоценовыми песчаниками, к которой приурочено большинство нефтяных и газоконденсатных месторождений, сосредоточенных в центральной и северной частях акватории. Кроме того, известны промышленные скопления газа в нижнем триасе, нефтяные и газовые залежи в верхней перми (цехштейне).

Образование нефти и газа в осадочном чехле бассейна Северного моря обычно связывается (Walmsley, 1975; Ziegler, 1975; Дикенштейн и др., 1975; и др.) с четырьмя основными генерирующими толщами: верхнекаменноугольной (вестфальско-стефанской) угленосной; цехштейновой подсолевой; юрско-нижнемеловой и нижнекайнозойской сланцевыми. Наличие большого количества крупных месторождений нефти и газа в недрах Северного моря свидетельствует о том, что названные свиты реализовали свои нефтегазопроизводящие возможности, находясь в настоящее время (и в прошлые геологические эпохи) в условиях главных зон нефте- и газообразования (ГЗН

и ГЗГ). Для выявления положения в разрезе и плане главной зоны нефтеобразования (ГЗН) нами были построены геологические профили (рис. 4), на которые нанесены геоизотермы 80 и 150° С, приблизительно соответствующие ее верхней и нижней температурным границам. Расчеты температурного режима недр в различных районах Северного моря производились на основании карт средних (по разрезу) геотермических градиентов, опубликованных в работах М. Харпера (Harper, 1971) и К. Корнелиуса (Cornelius, 1975). Согласно этим авторам, термоградиент в недрах акватории Северного моря изменяется по площади от 22 до 40° С/км. При температурных расчетах учитывались отмеченные указанными авторами снижение термоградиента с глубиной (связанное с увеличением плотности и соответственно теплопроводности пород) и влияние на распределение температур по разрезу высокоамплитудных солянокупольных структур, породы которых обладают повышенной теплопроводностью. В результате выяснилось, что в температурных условиях ГЗН на профиле, проходящем от нефтяного месторождения Тистл на севере до газового гиганта Гронинген на побережье Нидерландов (см. рис. 4), находятся отложения от нижней части кайнозоя до верхней перми. Однако фактический диапазон температурных условий ГЗН в разрезе различных участков профиля неодинаков. Если на севере (на участке между месторождениями Тистл и Фортис) ГЗН охватывает отложения от мела до девона, то на центральном участке профиля (между месторождениями Фортис и Дан) в нее попадает километровая толща в основании кайнозойских отложений, а на юге (от Дана до Гронингена) в условиях ГЗН находятся только мезозойские породы (триас, юра, мел). На различных участках профиля от Икринга (Великобритания) до Скагена (Дания) также фиксируются различные стратиграфические уровни проявления условий ГЗН (см. рис. 4). На западе в температурный интервал ГЗН попадают породы от докаменноугольных до триасовых, в центральной части — от кайнозойских до верхнепермских, а на востоке — юрские и триасовые породы.

Как показывает опыт, прослеживание в недрах температурного диапазона главной зоны нефтеобразования применительно к условиям эпиконтинентальных платформенных седиментационных бассейнов, каковым и является регион Северного моря, вполне достаточно для определения в разрезе его осадочного чехла интервала одновременной активной генерации и эмиграции жидких углеводородных флюидов. Учитывая нормальный темп уплотнения по мере погружения основных нефтесодержащих комплексов этого региона, включающих достаточно большое количество коллекторских слоев, а также обычный для эпиконтинентальных областей тепловой режим его недр, вряд ли в большей части разреза его осадочного выполнения можно ожидать несовпадения температурного интервала интенсивной генерации компонентов нефти и главного интервала их эмиграции из материнских отложений. Выявленное современное положение ГЗН и ГЗГ в разрезе пород под дном Северного моря объясняет распределение в его недрах месторождений нефти и газа с генетических позиций. Как видно из субмеридионального профиля (см. рис. 4), все известные месторождения нефти, через которые он протрассирован, четко приурочены к ловушкам в отложениях, находящихся в интервале ГЗН.

В свете изложенного можно сделать следующие выводы об источниках углеводородов газовых и нефтяных залежей в основных продуктивных комплексах рассматриваемого региона.

Газоносные ротлигендесовые, а возможно и карбонатные цехштейновые и терригенные нижнетриасовые отложения аккумулировали газ, сформировавшийся в угленосных отложениях верхнего карбона, которые находятся по крайней мере с начала мезозоя в условиях ГЗГ. Учитывая, что паралическая толща верхнего карбона генерирует исключительно газообразные угле-

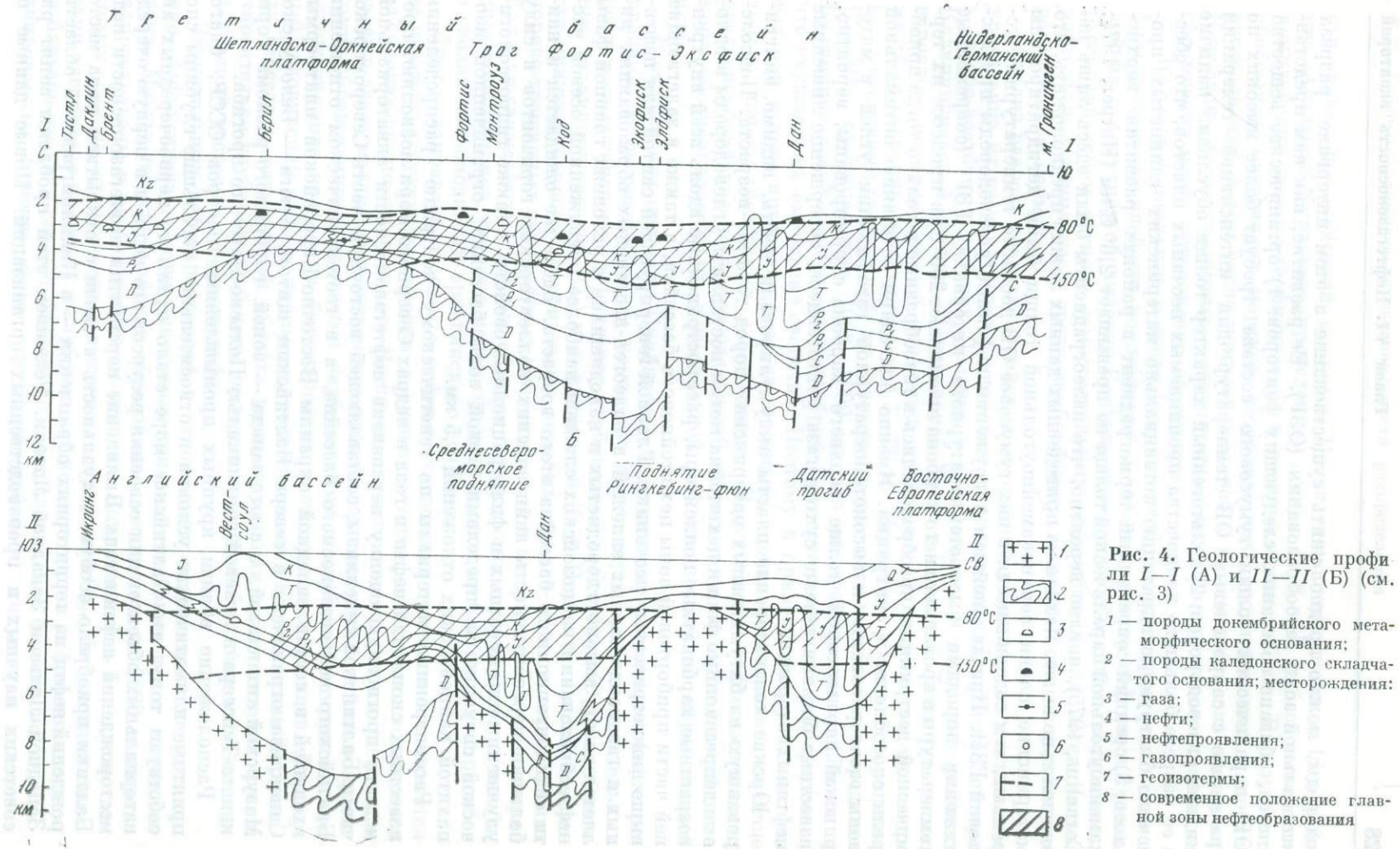


Рис. 4. Геологические профили *I—I* (А) и *II—II* (Б) (см. рис. 3)

1 — породы докембрийского метаморфического основания;
2 — породы каледонского складчатого основания; месторождения:
3 — газа;
4 — нефти;
5 — нефтепроявления;
6 — газопроявления;
7 — геоизотермы;
8 — современное положение главной зоны нефтеобразования

водороды, можно предположить существование в этом интервале разреза оптимальной зоны газообразования (ОЗГ). Ее развитие, как нам представляется, обязано сочетанию следующих факторов: 1) органическое вещество (ОВ) паралической толщи гумусового состава требует более высоких по сравнению с сапропелевым ОВ температур для интенсивной генерации жидких углеводородов; 2) дельтогенный характер толщи обусловил наличие в ее разрезе большого количества проницаемых песчаных пластов, что обеспечило быструю дегидратацию потенциально материнских глинистых прослоев; 3) средний современный термоградиент в районах развития верхнекаменноугольной паралической толщи не превышает 2,6° С/км (Harper, 1971; Cornelius, 1975), вполне вероятно, что палеоградиенты были здесь лишь незначительно выше. Исходя из приведенных данных можно предположить, что материнские пачки верхнекаменноугольной толщи были дегидратированы раньше, чем содержащееся в них гумусовое ОВ достигло температурных условий ГЗН. При дальнейшем погружении нефтяные углеводороды при достижении породами высокотемпературного интервала ГЗГ (современные температуры в кровле верхнего карбона превышают 200° С) в процессе их термической деструкции преобразовались в газообразные и только тогда приобрели способность к эмиграции. Именно благодаря сочетанию оптимальной зоны газообразования и высокотемпературной газификации углей в материнской паралической толще верхнего карбона сформированы, вероятно, известные богатые залежи сухого газа ротлигендеса, совершенно лишенные нефтяных оторочек.

Юрские коллекторские пласты аккумулировали нефть, видимо, эмигрировавшую из битуминозных материнских пород того же возраста. Подсолевые депрессионные фации цехштейна могли поставлять углеводороды в одновозрастные карбонатные коллекторы, распространенные вдоль всей внутренней части прибортовой зоны цехштейнового бассейна, а также в залегающие выше нижнетриасовые песчаники. Главной генерирующей свитой для нефтяных и газоконденсатных залежей в палеоген-неогеновых образованиях является толща высокоуглеродистых и находящихся в условиях главной фазы нефтеобразования кайнозойских сланцев наиболее погруженной осевой части седиментационного бассейна этого возраста. Здесь же ожидается и наибольшая перспективность кайнозойских коллекторских горизонтов в силу улучшения их емкостных и фильтрационных свойств, а также гидрогеологической ситуации за пределами осевой зоны бассейна, ограниченной изопахитой кайнозойских отложений 1,5 км.

Рассмотренные материалы по генетическому контролю распределения известных скоплений нефти и газа в недрах Северного моря позволяют произвести прогнозную оценку перспектив нефтегазоносности акваториальной части Балтийской синеклизы, составляющей восточную часть Североморско-Балтийского нефтегазоносного бассейна, а в геотектоническом отношении входящей в состав западной окраины Восточно-Европейской платформы. Синеклиза ограничена с севера Балтийским щитом, с юга — Белорусско-Мазурской антеклизой, а с юго-запада — зоной глубинного разлома Торнквиста-Тейссера и краевой синклиналью Польско-Датского прогиба.

Расположение вблизи крупных промышленных центров СССР, благоприятные климатические условия и относительно небольшие глубины способствуют тому, что Балтийское море стало одним из первоочередных акваториальных объектов для освоения ресурсов его недр, и в первую очередь месторождений нефти и газа. Выявление перспектив нефтегазоносности недр Балтики приобрело особую актуальность в связи с открытием ряда месторождений нефти на территориях обрамления — в Калининградской области, Западной Литве и Западной Латвии. Решением этой проблемы занят ряд советских научных и производственных организаций. Новые данные по

строению недр акваторий получены Институтом океанологии в 16-м рейсе нис «Академик Курчатов», проведенном осенью 1973 г. В рейсе выполнены комплексные геолого-геофизические и геохимические работы. В результате обобщения материалов морских геофизических, геохимических и других исследований, в том числе комплексных работ в 16-м рейсе нис «Академик Курчатов», тесно увязанных с результатами изучения разрезов скважин на обрамлении моря, установлено следующее.

Литолого-фациальные и геохимические особенности пород, емкостные и фильтрационные свойства коллекторов, а также характер нефтяных скоплений на сухопутном обрамлении Балтики позволяют обосновать выделение в рассматриваемом регионе самостоятельных нефтеносных или потенциально нефтеносных комплексов: среднекембрийского, ордовикского, силурийского, девонского и пермского.

Анализ разреза среднекембрийских отложений указывает на постепенное увеличение их песчанистости в восточном направлении. Пласты-коллекторы в северо-восточных районах Польши, в центральных и восточных районах Калининградской области, Центральной Литве и Западной Латвии, а также, вероятно, на прилегающей акватории представлены кварцевыми мелкозернистыми песчаниками мощностью 2,5—20 м. Последние обладают хорошими коллекторскими свойствами: их открытая пористость колеблется в пределах 12—30%, проницаемость 1000—3000 мд. Но на крайнем западе Литвы и Калининградской области среднекембрийские песчаники сильно окварцованы, что ухудшает их емкостные свойства. Поэтому в прилегающих участках акватории в этом интервале разреза, очевидно, можно предполагать наличие только порово-трещинных коллекторов. Перспективы нефтегазоносности среднекембрийских песчаных отложений в пределах акватории Балтийского моря обосновываются их региональной нефтеносностью на обрамляющей суше.

В отложениях ордовика Прибалтики известны многочисленные нефтепроявления. В рассматриваемом комплексе выделяются три самостоятельных нефтеносных горизонта: терригенно-карбонатный волховский (O_1) и карбонатные таллино-кукерский (O_2) и поркуниский (O_3). Перспективы нефтеносности нижнеордовикских терригенных поровых, средне- и верхнеордовикских порово-трещинных карбонатных коллекторов как на суше, так и в акватории Балтики связываются главным образом с ловушками аструктурного и комбинированного типов, которые могли сформироваться на бортах палеопрогибов и сводах палеоподнятий ордовикского возраста.

Другое направление поисков нефти в отложениях ордовика основывается на прогнозе структурно-рифовых ловушек, которые, в частности, ожидаются на склонах позднеордовикского Нижненеманского палеоподнятия. Нефтяные залежи здесь могли сохраняться под практически непроницаемыми покрышками, образованными плотными карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями с прослоями битуминозных граптолитовых сланцев. Барьерный ордовикский риф, по-видимому, располагается и вдоль «линии Торнквиста-Тейссера», отделяющей область распространения граптолитовых фаций относительно глубоководной зоны ордовикского палеобассейна от мелководных фаций восточного палеошельфа.

Значительных нефтепроявлений в отложениях силура пока не установлено. Зафиксированы лишь единичные притоки пластовых вод с пленками нефти. Между тем силурийские образования мощностью до 2000 м широко распространены в рассматриваемом регионе. Сопряженность в разрезе глинистых сланцев, отличающихся высоким содержанием $C_{орг}$, битумоидов с пластами алевритово-песчаных и карбонатных коллекторов и рифовыми массивами барьерного типа создает благоприятные условия для формирования комбинированных (прежде всего структурно-рифовых) ловушек и позволяет

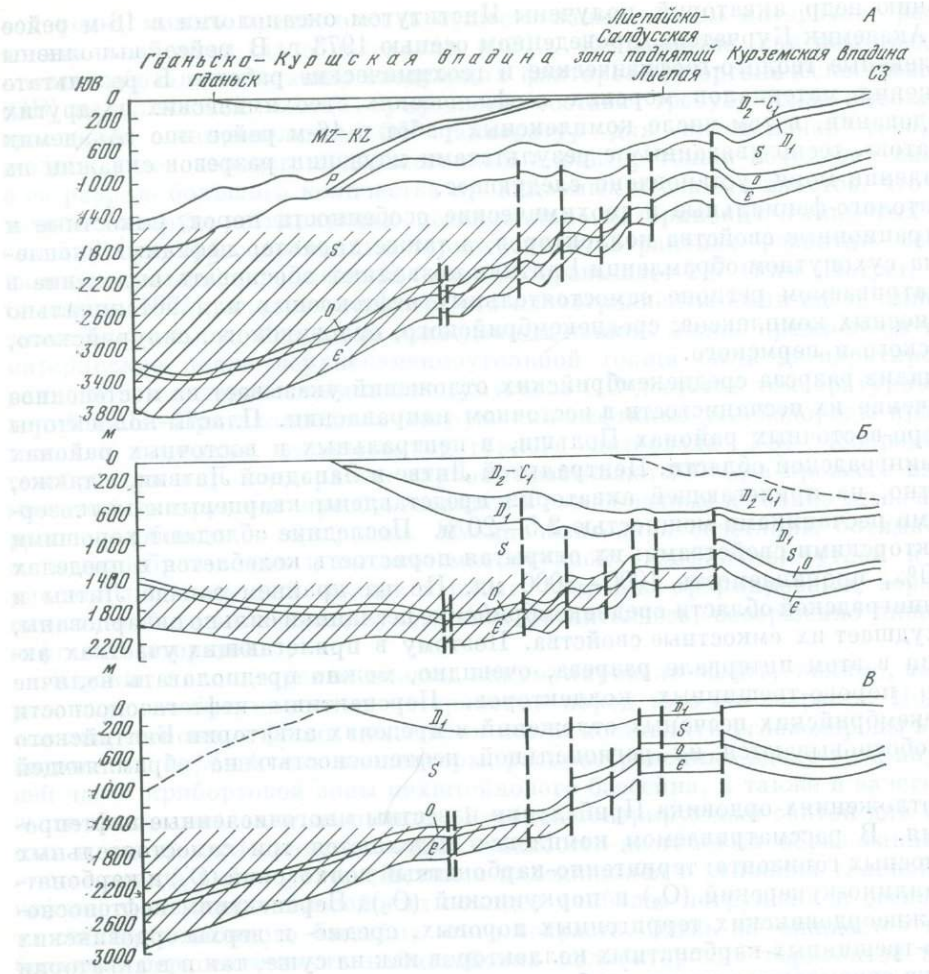


Рис. 5. Профильные разрезы по линии Гданьск — Лиепая

Разрезы: *А* — современный; *Б* — к началу пермского периода; *В* — к началу среднедевонской эпохи; косая штриховка — зона интенсивного нефтеобразования

рассматривать силурийские отложения как самостоятельный потенциально нефтеносный комплекс.

Терригенные и карбонатно-терригенные образования донаровской части разреза девона стали расцениваться в качестве нового объекта нефтепоисковых работ в рассматриваемом регионе после выявления в их разрезе признаков и небольших притоков нефти. Учитывая преимущественно прибрежно-морской и дельтовый генезис девонских отложений, можно предположить, что прогнозируемые в них залежи нефти должны контролироваться главным образом неструктурными и комбинированными ловушками в зонах выклинивания дельтогенных и прибрежно-морских коллекторских пачек.

Пермские отложения Балтийской синеклизы входят в систему обширного цехштейнового бассейна Западной Европы, охватывающего юг Великобритании, Северное море, Нидерланды, Данию, ФРГ, ГДР и Польшу. В качестве возможно продуктивных могут рассматриваться рифогенные и шельфовые карбонатные коллекторы новоакмянской и жильгиряйской свит, местами достаточно надежно перекрытые галогенными породами соответственно прегольской и айстмарской свит.

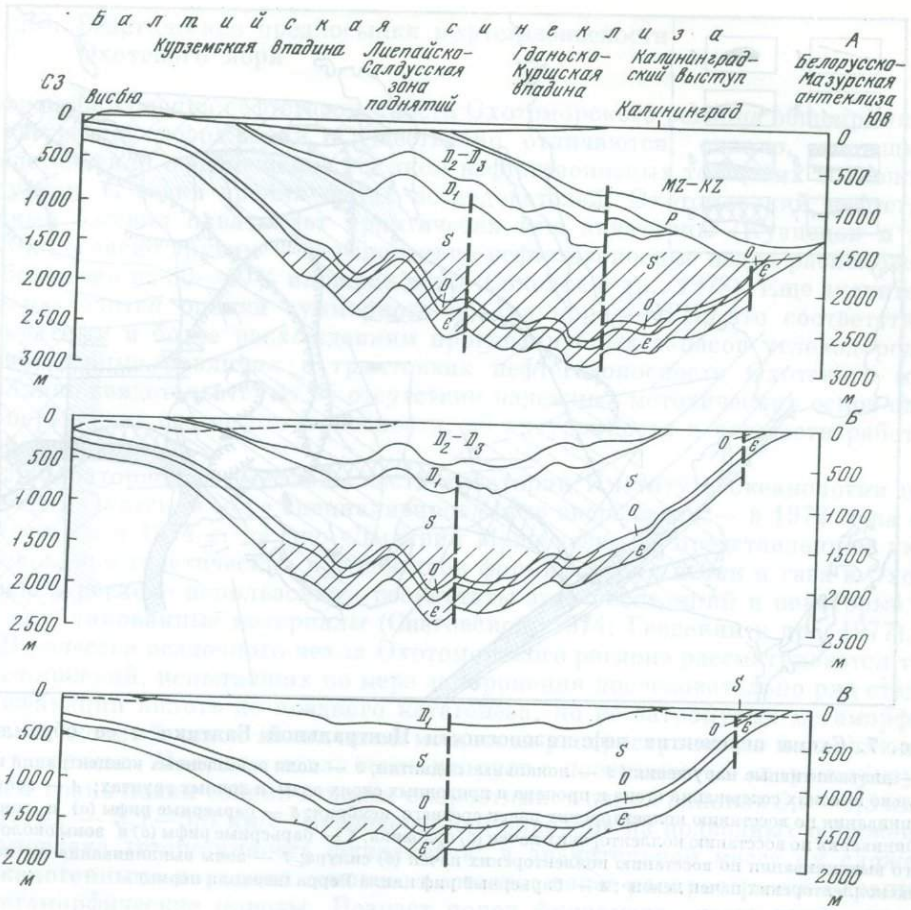


Рис. 6. Профильные разрезы по линии Висбю — Калининград

См. подпись к рис. 5

При изучении перспектив нефтегазоносности того или иного региона с генетических позиций существенная роль, естественно, принадлежит предпосылкам, определяемым условиями катагенетического преобразования захороненного в породах рассеянного органического вещества. При этом необходимо знание истории тектонического погружения потенциально материнских комплексов, сопровождающегося вхождением их в термобарические условия, благоприятствующие интенсивному развитию процесса нефтеобразования. Средний геотермический градиент в рассматриваемом районе, по имеющимся данным (Астафьев и др., 1975), равен 3—3,5° С/100 м, а верхний температурный предел зоны интенсивного нефтеобразования — 80° С. Восстановление палеотемпературного режима недр для весьма древних, таких как раннепалеозойские, этапов геологической истории очень сложно, что обусловлено отсутствием надежных способов палеореконструкций теплового потока из недр. Однако изучение истории тектонических движений позволяет хотя бы в первом приближении наметить области возможного нефтеобразования на различных этапах развития региона, используя данные по современному тепловому полю. С этой целью построена серия палеоструктурных профилей, отражающих положение в различные периоды структурных поверхностей основных нефтесодержащих и, видимо, основных нефтепроизводящих комплексов Центральной Балтики: кембрийского, ордовикского и силурийского

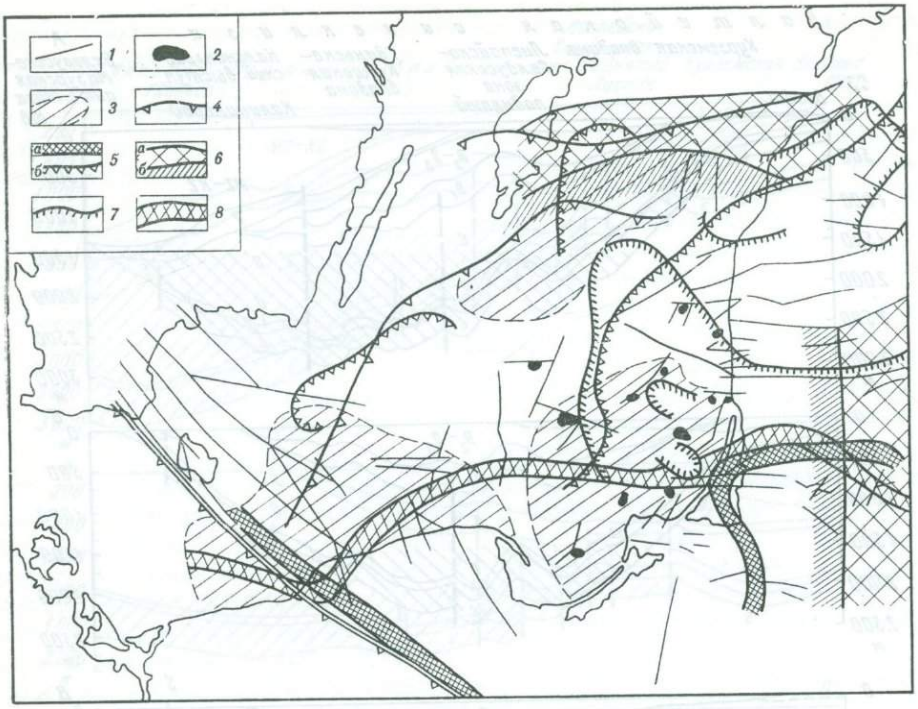


Рис. 7. Схема перспектив нефтегазоносности Центральной Балтики и ее обрамления

1 — дизъюнктивные нарушения; *2* — локальные поднятия; *3* — поля повышенных концентраций и аномально высоких содержаний этана и пропана в придонных слоях воды и донных грунтах; *4* — зоны выклинивания по восстанию коллекторских пачек среднего кембрия; *5* — барьерные рифы (*а*) и зоны выклинивания по восстанию коллекторских пачек (*б*) ордовика; *6* — барьерные рифы (*а*) и зоны околорифового выклинивания по восстанию коллекторских пачек (*б*) силура; *7* — зоны выклинивания по восстанию коллекторских пачек девона; *8* — барьерный риф цикла Вегра (верхняя пермь)

(рис. 5,6). При этом четко выявляется увеличение площади очагов нефтеобразования и стратиграфического диапазона нефтепроизводящего интервала по мере устойчивого прогибания осевой части Балтийской синеклизы. Выполненные построения подтверждаются данными последних химико-битуминологических исследований нижнепалеозойских отложений региона (Родионова и др., 1973, 1974; Кадунене, Сакалаускас, 1975).

По материалам 16-го рейса нис «Академик Курчатов» установлены три поля повышенных концентраций и аномально высоких содержаний этана и пропана в газах, растворенных в придонном слое воды. Юго-западное поле (южнее о-ва Борнхольм) тяготеет к западной окраине Балтийской синеклизы, юго-восточное — к Гданьско-Куршской впадине, северо-восточное к северо-западному борту синеклизы вблизи о-ва Готланд. Осадочные толщи указанных районов характеризуются достаточно большими объемами и относительно глубоким залеганием. Эти участки и представляют наибольший интерес как поисковые объекты. Особенно перспективно юго-восточное поле, где, по данным последних исследований, в том числе и полученным в 16-м рейсе нис «Академик Курчатов», установлено большое число акваториальных локальных поднятий, намечен ряд зон ловушек аструктурного и комбинированного типов и располагается основной очаг генерации жидких углеводородов в пределах Балтийской синеклизы. По сравнению с сушей в его пределах предполагается увеличение общего фонда и емкостных параметров ловушек различных типов и улучшение условий сохранности возможных нефтегазовых скоплений (рис. 7).

2.3. Генетические предпосылки нефтегазоносности Охотского моря

Позитивная оценка нефтегазоносности Охотоморского региона общепринята и не встречает возражений. Существенно отличаются, однако, имеющиеся представления о размещении под дном нефтегазоносных толщ и их возможных ресурсов. С точки зрения одних исследователей, Охотоморский нефтегазоносный бассейн охватывает практически всю акваторию (Кузнецов и др., 1970), согласно другим — перспективно-нефтегазоносные недра расположены не более чем на 30—40% площади моря (Соколов и др., 1973). Еще значительнее расходятся оценки суммарного объема пород НГБ, что соответствует 10-кратным и более расхождениям прогнозируемых запасов углеводородов. Существенные различия в трактовках нефтегазоносности Охотского моря наглядно свидетельствуют об отсутствии надежных методических основ оценки перспектив его нефтегазоносности, об актуальности и важности работ по этой проблеме.

Лабораторией нефтегазоносности акваторий Института океанологии проведены в Охотском море специализированные экспедиции — в 1972 г. на нис «Витязь» и в 1974 г. на нис «Дмитрий Менделеев». В представленном ниже обосновании генетических предпосылок формирования нефти и газа в Охотоморском регионе использованы результаты этих экспедиций и некоторые ранее опубликованные материалы (Снеговской, 1974; Геодекян и др., 1977).

В качестве осадочного чехла Охотоморского региона рассматривается толща отложений, испытавших по мере захоронения последовательно ряд стадий литификации вплоть до позднего катагенеза, но не затронутых метаморфизмом. Осадочный чехол изменчивой мощности распространен на подавляющей части региона. Подошва чехла контактирует с поверхностью, характеризующейся граничными сейсмическими скоростями: в одних районах 6,0—6,5 км/с, в других — 5,1—5,5 км/с. Исследованием образцов из подводных обнажений установлена гетерогенность фундамента: в значительной массе он сложен вулканогенными породами основного состава; менее распространены граниты и метаморфические породы. Возраст пород фундамента чаще всего определяется в пределах от 90 до 105 млн. лет.

В соответствии с особенностями изменения мощности осадочного чехла в Охотоморском регионе выделяются четыре области: 1) впадина Дерюгина, 2) впадина ТИНРО (вместе с прогибами Северным и Шелихова), 3) Южно-Охотская впадина и 4) Центральная область поднятий. Мощность осадочной толщи изменяется в больших пределах в зависимости от внутренней структуры каждой области, но в региональном плане ее типовые значения в перечисленных выше областях составляют (в км), соответственно: 6,0; 5,0; 4,0; 0,5. Анализ имеющейся геолого-геофизической информации позволяет выделить в разрезе чехла три структурно-формационных комплекса: верхний, средний и нижний. Особенности состава, возраст и физические свойства отложений каждого из этих комплексов установлены исходя из сопоставления геолого-геофизических данных, полученных в упомянутых выше экспедициях, и сведений по прилегающей суше (Воронков и др., 1973; Ярошевич, Неред, 1974; и др.). Помимо этого, для диагностики состава и стадий литогенеза отложений использовались графики зависимости плотности осадочных пород (различного состава) от глубины их залегания под поверхностью дна и графики зависимости скорости распространения сейсмических волн от плотности отложений (Геодекян и др., 1976б). Были учтены и материалы глубоководного бурения, проведенного в Беринговом и Японском морях (Initial Reports..., 1973, 1975).

Верхний, предположительно верхненеогеново-четвертичный комплекс чехла образован неуплотненными или слабо уплотненными, преимущественно пе-

литовыми осадками. В глубоководной Южно-Охотской впадине это в значительной мере кремнистые в верхней части, ниже — кремнисто-глинистые осадки. Верхние 0,3 км слоя здесь отличаются аномально низкими сейсмическим скоростями — менее 1,5 км/с, что соответствует на этой же глубине в котловинах Берингова моря диатомовым осадкам, характеризующимся плотностью 1,3—1,5 г/см³. Во впадинах Дерюгина и особенно ТИНРО в разрезе верхнего осадочного комплекса, судя по сейсмоскоростным параметрам, распространены терригенные и терригенно-кремнистые отложения, а в Центральной области поднятий, по-видимому, возрастает доля кремнистых осадков. В пределах шельфа и склонов в разрезе значительное место принадлежит песчаным прослоям. Среднее содержание $C_{орг}$ в отложениях верхнего комплекса оценивается приближенно на основе экстраполяции данных по районам обрамления и глубоководного бурения в Беринговом и Японском морях. Принималось во внимание, что зональность распределения $C_{орг}$ в смежных акваториях принципиально сходна с Охотоморской и, как установлено обобщением материалов глубоководного бурения, отчетливо унаследована по крайней мере с миоцена (Троцюк, 1976).

Исходя из этого ориентировочно приняты следующие средние значения $C_{орг}$ в осадках верхнего комплекса: для Южно-Охотской впадины — 0,6%, для впадины Дерюгина и ТИНРО — соответственно 0,8 и 1,0%, а для Центральной области — 0,4%. Верхний осадочный комплекс во впадинах Дерюгина, ТИНРО и в прилегающих районах шельфа и склона достигает мощности 2,0 км, в Южно-Охотской впадине — 0,8 км. В остальных районах его мощность чаще всего равна 0,3 км, но местами верхний осадочный комплекс отсутствует (районы подводных обнажений пород фундамента).

Средний комплекс осадочного чехла по сейсмоскоростным характеристикам предположительно сопоставляется с верхнемеловыми и палеоген-миоценовыми свитами обрамления. Он представлен в основном нормально уплотненными, очевидно, большей частью терригенными отложениями. Плотность отложений среднего комплекса оценена исходя из графиков $\overline{V}/\rho$ (Геодекян и др., 1976б) в пределах 2,05 —2,4 г/см³. Наименьшими значениями плотности характеризуются отложения в Южно-Охотской впадине (2,05 г/см³), где по-видимому, в разрезе доминируют пелитовые осадки, обогащенные биогенным кремнистым материалом. Сопоставление данных геохимического исследования кернов скважин, пробуренных в пределах обрамления, позволяет предполагать в разрезе этого комплекса впадин Дерюгина и ТИНРО средние содержания $C_{орг}$ соответственно в пределах 0,5—0,7 и 0,6—0,8%. Для Южно-Охотской впадины условно принимается, что $C_{орг}$ в среднем комплексе содержится на том же уровне, что и в вышележащих верхненеоген-четвертичных отложениях (0,6%).

Мощность среднего осадочного комплекса отложений чехла распределяется в пределах региона следующим образом: ее максимальные значения отмечены во впадинах Южно-Охотской (3,0 км) и Дерюгина (2,5 км), а минимальные — в Центральной области поднятий (0,4 км). Во впадине ТИНРО, по данным сейсмических исследований МПВ, мощность этих отложений равна 1,2 км.

Нижний комплекс отложений осадочного чехла исходя из корреляции сейсмоскоростных параметров выделяется только во впадинах ТИНРО и Дерюгина и рассматривается как аналог нижнемеловых пород обрамления, но, возможно, и более древних мезозойских отложений. На других участках моря он регистрируется очень нечетко или не отмечается вовсе. Исследование образцов драгирования показало, что в районе подводных обнажений пород фундамента отложения нижнего комплекса представлены очень сильно уплотненными грубообломочными и терригенно-карбонатными породами (2,6—2,65 г/см³), возраст которых, однако, не древнее 90—110 млн. лет. Кроме того,

исходя из сопоставления сейсмических разрезов с разрезами обрамления, можно предполагать, что в строении верхней части комплекса участвуют и пачки глинистых пород, обогащенные $C_{орг}$ (возможные аналоги палеогена о-ва Сахалина и Западной Камчатки), с содержанием $C_{орг}$ порядка 0,8—1,5%. Мощность нижнего комплекса в центральных районах впадины ТИНРО равна 2,2 км, а во впадине Дерюгина — 2,0 км. В Южно-Охотской впадине нижний комплекс отложений чехла не выделяется: здесь он, вероятно, либо полностью переработан в процессе базификации земной коры, либо не накапливался вовсе, если допускать образование впадины в результате раздвига плит.

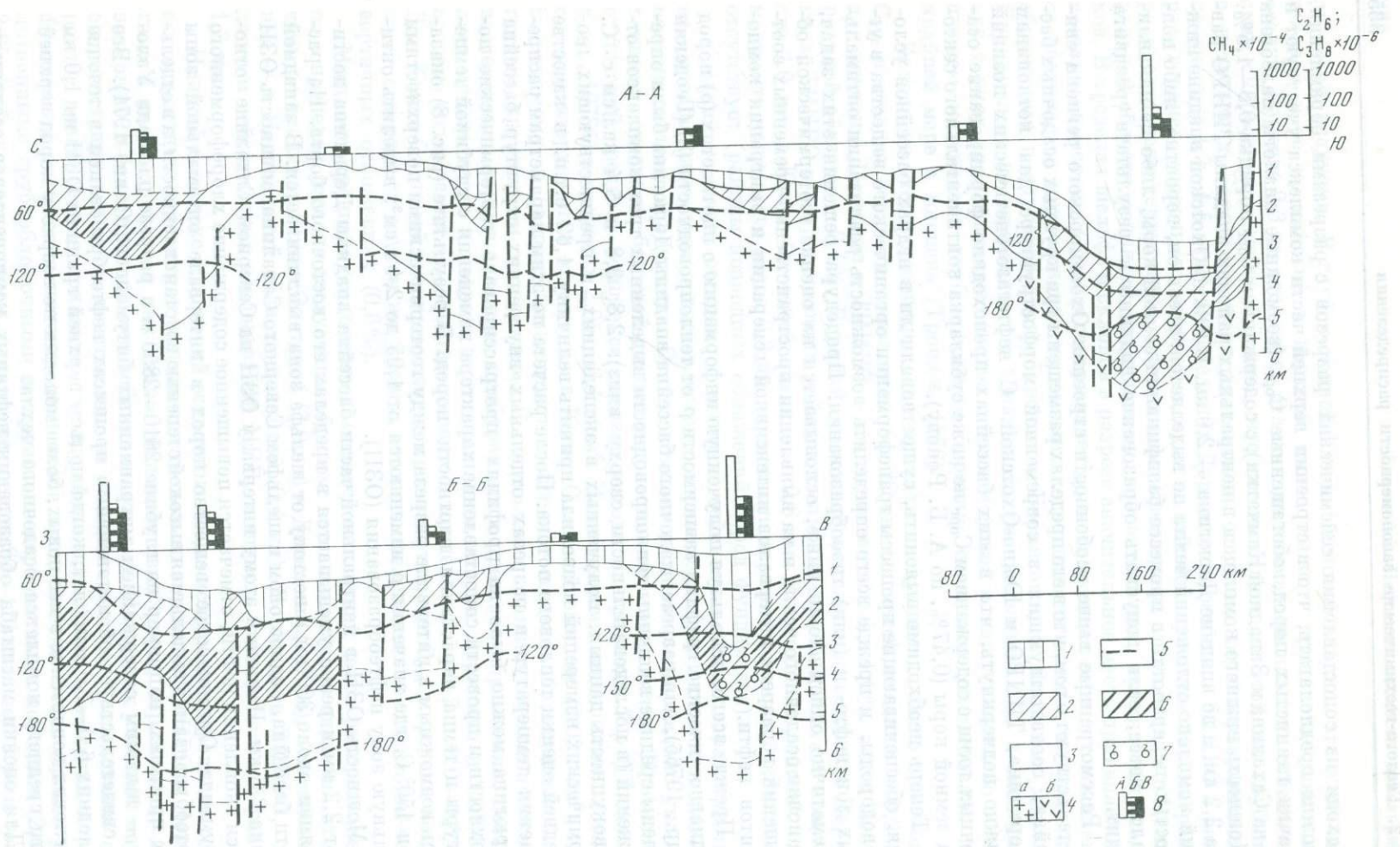
Рассмотренные выше особенности строения Охотоморского региона свидетельствуют о том, что в его пределах размещены три крупных осадочных бассейна, соответствующих в современной морфоструктуре дна котловинам Дерюгина, ТИНРО и Южно-Охотской. С нефтегазогенетических позиций важно подчеркнуть, что в этих бассейнах происходило формирование осадочных толщ с содержанием $C_{орг}$ не ниже субкларка континентального сектора земной коры (0,47%, по А. Б. Ронову).

Теперь необходимо выяснить, существовали ли в недрах бассейнов условия, обеспечивающие процессы трансформации органического вещества в углеводороды, и прежде всего определить возможность реализации оптимальных зон нефте- и (или) газообразования. Процедура решения этих задач, схематично описываемая ниже, основывается на оценке геотермической обстановки осадочного чехла и на выявлении пространственно-временных соотношений в разрезе интервалов интенсивной генерации и эмиграции компонентов нефти.

Прежде всего, используя полученную информацию о плотностях (ρ) пород и диагностические графики зависимости ρ от теплопроводности (λ) (Геодекян и др., 1976б), для разреза осадочного бассейна впадины Дерюгина были определены средние величины теплопроводности выделенных трех комплексов отложений (в последовательности сверху вниз): 2,8; 3,8 и 5,4 кал/см·с·°С. Совокупность данных, полученных в экспедициях, и предшествующих геотермических измерений позволила принять величину 1,62 е.т.п. в качестве средней оценки теплового потока. После расчета по этим параметрам распределения температур в разрезах отдельных внутренних структур бассейна Дерюгина можно было на профилях протрассировать геотермические поверхности и провести сопоставление характера изменения с глубиной температуры и темпа нарастания плотности пород. В результате (рис. 8) оказалось возможным в интервале разреза между геотермическими поверхностями 90 и 150° С, где значения ρ изменяются от 1,95 до 2,4 г/см³, выделить оптимальную зону нефтеобразования (ОЗН).

Мощность ОЗН в центральной части бассейна впадины Дерюгина достигает 2,2 км и резко уменьшается в пределах его восточного борта. На расстоянии около 300 км к востоку от шельфа зона выклинивается. В западной части бассейна, под склоном и шельфом Северного Сахалина, мощность ОЗН равна 2,8 км. Именно к этому интервалу ОЗН на Северном Сахалине относятся скопления нефти, отмечается повышенное содержание хлороформенного битумоида. Органическое вещество пород в интервале оптимальной зоны нефтеобразования выделяется высокой степенью восстановленности, а в отдельных прослоях, например на глубине 2610—2850 м в разрезе площади Узловая,— высоким содержанием миграционных битумоидов (Олли, 1971). Все это свидетельствует об интенсивных процессах нефтеобразования в течение последних 6,0—7,0 млн. лет, когда подъем верхней границы ОЗН на 1,0 км обусловил вовлечение в нее новых, более молодых по возрасту пород верхней части среднего комплекса осадочного чехла.

Для оценки масштаба образования нефтяных компонентов в осадочном


C_2H_6;
$CH_4 \times 10^{-4}$ $C_3H_8 \times 10^{-6}$
1000
100
10
А – А
С
Ю
60°
120°
180°
км
Б – Б
З
В
150°
80 0 80 160 240 км
а б
А Б В

бассейне на предшествующих геологических этапах были построены палеогеологические профили, характеризующие обстановку времени завершения формирования среднего осадочного комплекса, т. е. приближенно для конца миоцена (рис. 9). При расчетах палеогеотермических условий принималось, что физические свойства осадков этого комплекса к концу миоценового времени были близки соответствующим характеристикам, фиксируемым ныне в верхнем структурно-формационном комплексе, и что плотность теплового потока здесь не претерпела за прошедшие около 7,0 млн. лет существенных изменений. При составлении палеогеологических профилей в соответствии с принятыми параметрами изменения плотности пород среднего комплекса была реконструирована и мощность.

Сопоставление рассчитанных таким образом палеотемператур с палеоплотностными свойствами показало, что к моменту завершения накопления отложений среднего комплекса в осадочном бассейне впадины Дерюгина оптимальных условий для нефтеобразования в основном не существовало. Единственным исключением, по-видимому, были недра под современным шельфом Сахалина, где благодаря присутствию в миоценовом разрезе значительного количества песчаных коллекторов могло осуществляться более интенсивное уплотнение нефтепроизводящих пелитовых слоев. Вместе с тем нижняя часть рассматриваемого комплекса в обширной области впадины Дерюгина, прогретая до температур более 160—170° С, была охвачена условиями оптимальной зоны газообразования.

Выполненные по схеме, аналогичной описанной выше, расчеты и графические построения по осадочному бассейну ТИНРО показали, что в этом разрезе оптимальная зона нефтеобразования не получает сплошного развития. Она прослеживается только на бортах впадины и в северном прогибе, где мощности зоны не превышают 1,0 км. В узкой центральной полосе бассейна, расположенной под дном котловины, ОЗН выклинивается, замещаясь оптимальной зоной газообразования (см. рис. 8). В разрезе верхнемеловых и палеоген-нижнемиоценовых отложений прибрежных районов Западной Камчатки (Ичинского, Тигильского) ОЗН отражается возрастанием битуминозности пород до 0,16% (Овчаренко, Севастьянов, 1974). Прогноз процессов нефтегазообразования в недрах впадины ТИНРО подтверждается особенностями содержания углеводородных газов в донных осадках (Геодекян и др., 1976а).

Палеогеологической реконструкцией бассейна ТИНРО установлено, что ко времени завершения формирования второго структурно-формационного комплекса (конец миоцена) оптимальные условия для процессов образования нефти и газа в этом осадочном бассейне не достигались. Таким образом, в сравнении с недрами впадины Дерюгина масштаб возможной нефтегазоносности бассейна ТИНРО оказывается меньшим.

Весьма своеобразное развитие процессов нефтегазообразования сложилось в недрах Южно-Охотской впадины, отличающейся весьма напряженным геотермическим полем и весьма замедленным темпом уплотнения осадков. Тепловой поток по данным 23 замеров, проведенных советскими, американскими и японскими исследователями, характеризуется здесь стабильно высокими значениями — от 2,82 до 1,97 е.т.п., при средней величине 2,5

Рис. 8. Современное положение оптимальных зон нефте- и газообразования в разрезе осадочного чехла Охотоморского региона (см. рис. 10)

Структурно-формационные комплексы осадочного чехла: *1* — верхний; *2* — средний; *3* — нижний; *4* — фундамент (*а* — гранитный слой, *б* — базальтовый слой); *5* — изотермы; *6* — оптимальная зона нефтеобразования; *7* — оптимальная зона газообразования; *8* — содержание растворенных в воде углеводородных газов: *А* — метан; *Б* — этан; *В* — пропан

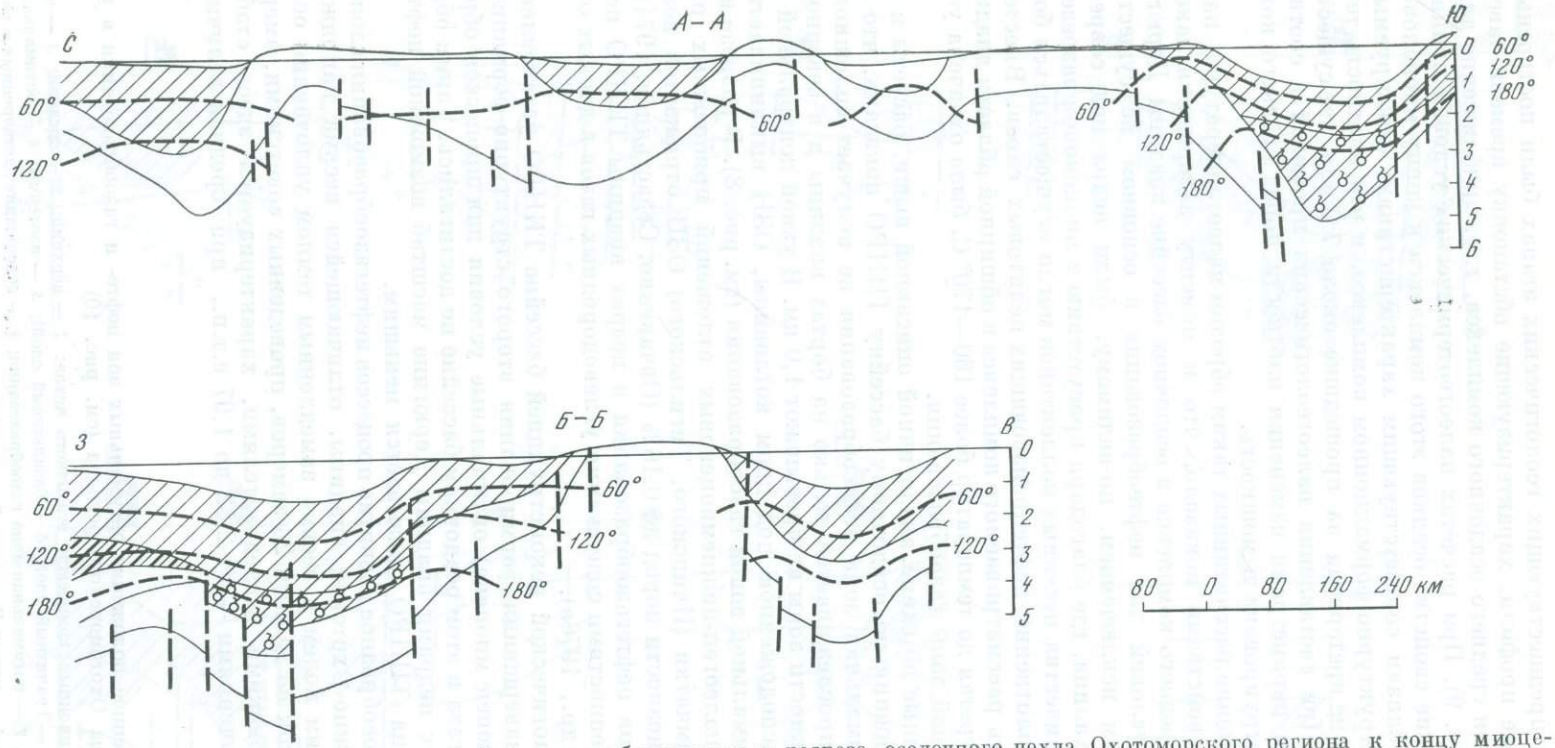


Рис. 9. Положение оптимальных зон нефте- и газообразования в разрезе осадочного чехла Охотоморского региона к концу миоцена (см. рис. 10)

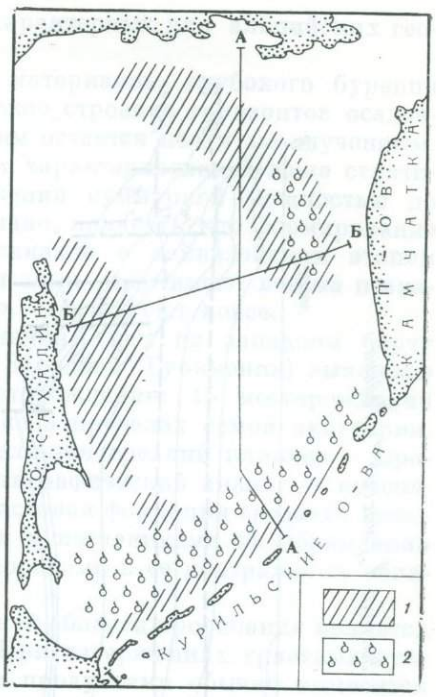


Рис. 10. Распределение оптимальных зон нефте- и газообразования по площади Охотоморского региона

1 — оптимальная зона нефтеобразования; *2* — оптимальная зона газообразования

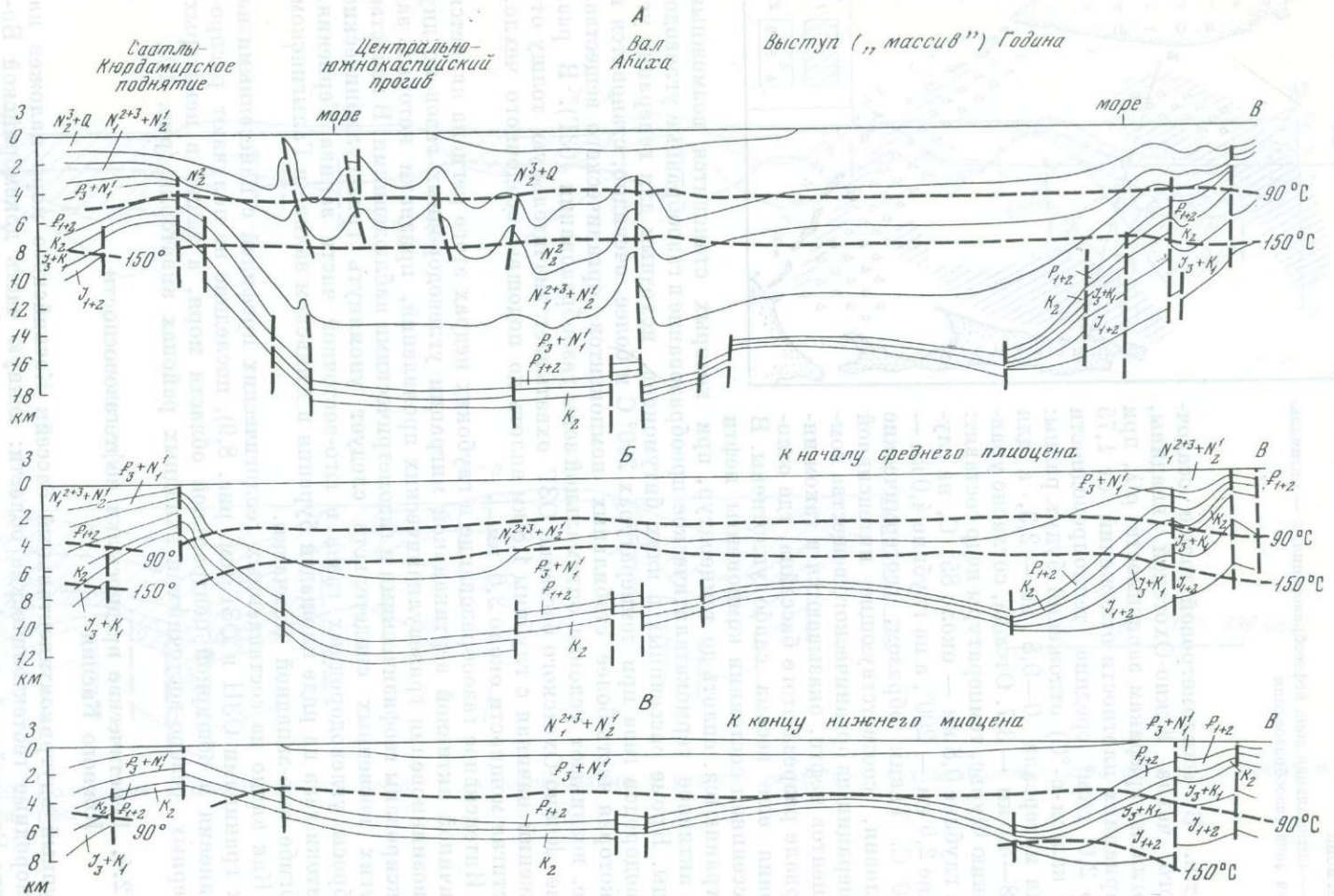
е.т.п. В 4-километровой толще осадочного чехла Южно-Охотской впадины, согласно графикам зависимости ρ/λ, при вариациях плотности отложений от 1,75 до 2,0 г/см^3 средние теплопроводности (в кал/см·с·°С) отложений будут равны: для интервала 0—0,8 км — 2,3, а для 0,8—4,0 км — 3,7. Отсюда, согласно уравнению Фурье, температуры недр составят: на глубине 0,8 км — около 85° С, на глубине 2,5 км — 200°, а на глубине 4,0 км — 300° С. Таким образом, геотермические условия, соответствующие интенсивной генерации из органического вещества компонентов нефти, оказываются в таком интервале разреза этого бассейна, где отложения еще весьма слабо уплотнены. В рассеянном состоянии компоненты нефти сохраняются вплоть до температур, при которых становится возможным их активное термокаталитическое преобразование в газообразные углеводороды. Кроме рассеянных в илах битумоидов, исходным для генерации углеводородов газа при температурах 200° С и более, очевидно, становится и некоторая часть более стабильных компонентов органического вещества, т. е. возникают условия оптимальной зоны газообразования (ОЗГ). В разрезе Южно-Охотского бассейна ОЗГ охватывает значительную толщу отложений начиная с глубины 1,8 км вплоть до подошвы осадочного чехла, достигая мощности около 3,0 км.

Интенсивное газообразование в глубоких недрах этого региона является причиной активной вертикальной миграции углеводородных газов ко дну и возникновения грязевулканических проявлений, признаки которых зафиксированы геофизическими и газометрическими наблюдениями. В качестве других косвенных свидетельств следует упомянуть грязевулканические выбросы углеводородных газов в юго-восточной части залива Терпения, притоки газа на ряде площадей бурения в Анивском заливе и Галыгинском прогибе юго-западной Камчатки.

Как видно из составленных геологических профилей с нанесенными на них границами ОЗН и ОЗГ (см. рис. 8,9), последние не получают распространения в обширной центральной области моря, а также в некоторых северных, северо-восточных и западных районах акватории (рис. 10).

2.4. Генетические предпосылки нефтегазоносности Южного Каспия

Крупный внутриконтинентальный бассейн Каспийского моря наложен на разнородные геотектонические области: южную часть докембрийской Восточно-Европейской платформы, эпигерцинскую Скифско-Туранскую платформу и Альпийскую геосинклинальную область. Именно южная часть Каспия, рассматриваемая здесь, является типичным примером внутрикон-


А
Саатлы–Кюрдамирское поднятие
Центрально-южнокаспийский прогиб
Вал Абиха
Выступ („массив") Година
море
море
В
км
90 °С
150 °С
Б
к началу среднего плиоцена
В
к концу нижнего миоцена

тинентальных морей котловинного типа, характерных для альпийских геосинклиналей Средиземноморья.

Несмотря на наличие обширнейших материалов глубокого бурения и геофизических исследований, геологическое строение горизонтов осадочного чехла Южного Каспия глубже 5—6 км остается почти не изученным. Литологические особенности, структурная характеристика и даже стратиграфический объем подстилающих отложений суммарной мощностью до 12—15 км весьма гипотетичны. Можно, однако, полагать, что формирование Южно-Каспийской области прогибания связано с кайнозойским этапом тектогенеза, а доверхнемеловые отложения здесь либо имеют весьма незначительную мощность, либо, что вероятнее, отсутствуют вовсе.

На обрамлении Южно-Каспийской впадины как на западном борту (в Азербайджане), так и на восточном (в Западной Туркмении) выявлены многочисленные нефтяные и газовые месторождения; 15 месторождений эксплуатируются или находятся в разведке в пределах самой акватории. Основным нефтегазоносным комплексом является средний плиоцен — продуктивная толща Азербайджана и ее стратиграфический аналог — красноцветная толща Западной Туркмении. Молассовая формация среднего плиоцена сложена переслаивающимися глинами и песчаниками на обрамлении впадины и преимущественно глинистыми породами в ее центральных областях.

Характернейшей чертой Южно-Каспийской области прогибания является широкое развитие грязевого вулканизма. При извержениях грязевых вулканов на поверхность наряду с твердыми продуктами обычно выносится огромное количество газа, причем в составе его основную роль играют углеводородные газы, что свидетельствует об активных современных процессах нефтегазообразования в недрах региона. В обломках грязевулканических брекчий преобладают кайнозойские породы, но встречаются (по периферии впадины) и обломки пород верхов мезозоя. Наряду с современными известны и вскрытые буровыми скважинами ископаемые грязевулканические брекчии. Развитие процессов грязевого вулканизма обычно связывают с тем, что мощные, преимущественно глинистые толщи кайнозоя в процессе интенсивного прогибания не успевают дегидратироваться, благодаря чему возникают аномально-высокие поровые давления (АВПД). Высокая влагонасыщенность глинистых пород в этих условиях благоприятствует также интенсивному развитию процессов диапиризма. Есть все основания полагать, что возникновение АВПД благодаря замедленному оттоку вод из глинистых толщ в центральной области Южного Каспия могло приводить на протяжении последних этапов геологической истории к зарождению и развитию здесь оптимальной зоны газообразования.

Основные черты истории нефтегазообразования в Южном Каспии иллюстрируются составленным авторами профильным разрезом, пересекающим впадину в субширотном направлении (рис. 11). Наиболее заметной особенностью геологического строения, как это видно из профиля, является выклинивание мезозойского (доверхнемелового) комплекса отложений как со стороны Кавказа, так и с Западного Копет-Дага к центру впадины и одновременное резкое увеличение здесь мощности кайнозойского комплекса пород. Основными структурно-тектоническими элементами впадины являются выступ (массив) Година, характеризующийся спокойным залеганием осадочного чехла, и Центрально-Южнокаспийский прогиб (Гаджиев, 1965)

Рис. 11. Геологический (*А*) и палеогеологические (*Б*, *В*) профили через акваторию Южного Каспия

Пунктирные линии — геоизотермы

с развитой бескорневой складчатостью, обусловленной главным образом проявлением диапиризма в олигоцен-плиоценовых отложениях. На основании имеющихся данных об уровне теплового потока в Южном Каспии (Любимова и др., 1974) и теплофизических характеристик литолого-стратиграфических комплексов отложений на профиле прослежены геоизотермы 90 и 150° С, примерно соответствующие граничным условиям главной фазы нефтеобразования (ГФН) в недрах бассейна. Как можно видеть, в современную эпоху в условиях ГФН на большей части акватории попадают отложения продуктивной толщи и верхняя часть подстилающего ее комплекса среднего и верхнего миоцена, нижнего плиоцена. Лишь в наиболее глубоких синклинальных структурах ГФН охватывает низы верхнего плиоцена, а в крайней восточной части акватории — майкопскую серию (олигоцен — нижний миоцен).

Для оценки с генетических позиций условий нефтегазообразования, как указывалось выше, важно выявить динамику уплотнения основных нефте- и газопроизводящих глинистых толщ и сопоставить полученные результаты с положением ГФН в разрезе. Фактические материалы о плотностной характеристике глинистых пород в мощном кайнозойском разрезе центральной области Южного Каспия крайне скудны. Данные по глубоким скважинам обрамления моря не могут быть надежно экстраполированы в его центральную часть, поскольку по краям бассейна во вскрытом разрезе кайнозоя широко развиты коллекторские прослои, способствующие более быстрой дегидратации глин. Аналогичные же прослои, судя по общим закономерностям распространения фаций и данным бурения на Бакинском архипелаге (по среднеплиоцен-четвертичному разрезу), в центре бассейна отсутствуют или крайне малочисленны, а скорость тектонического прогибания и осадконакопления очень велика. Благодаря этому в глинах и создается АВПД, резко замедляющее дегидратацию пород и темп их уплотнения. Представления о масштабах этого процесса можно получить по результатам бурения скважин на площадях Бакинского архипелага, где разрез продуктивной толщи на 90—95% сложен глинами. По данным А. Г. Дурмишьяна (1973), пористость глин в разрезах Бакинского архипелага на глубине 5 км достигает 11—12%, а их плотность близка к 2,4 г/см^3. В то же время согласно известной кривой уплотнения глин, предложенной Н. Б. Вассоевичем (1960), их пористость на аналогичной глубине в условиях нормального песчано-глинистого переслаивания должна была бы составлять всего 3—4%. При этом можно полагать, что темп дегидратации глин в центральной глубоководной области Южного Каспия еще ниже, чем в пределах Бакинского архипелага. Наиболее вероятной моделью кайнозойских отложений этой области может, видимо, служить описанный (Тесленко, Коротков, 1966) разрез почти чисто глинистой формации майкопской серии, где пористость глин на глубине почти 4,5 км составляет 16,2—17%, а их плотность 2,25 г/см^3. Широкое распространение АВПД в разрезе Южного Каспия, зафиксированное в явлениях диапиризма и грязевого вулканизма, свидетельствует, видимо, о низком темпе уплотнения глин до больших (вероятно, свыше 10 км) глубин. Это в определенной мере подтверждается скудными геофизическими данными. На большей части Южного Каспия протяженных преломляющих границ в верхней части осадочного чехла не отмечается, но на бортах бассейна известна поверхность, характеризующаяся граничной скоростью 4,2—4,3 км/с, что соответствует плотности перекрывающих эту поверхность глин на уровне примерно 2,40—2,50 г/см^3. От бортовых зон поверхность погружается к центральной области Южного Каспия и прослеживается, хотя и неуверенно, до глубин свыше 10 км.

Таким образом, несмотря на низкую плотность теплового потока в Южном Каспии и соответственно большую мощность пород, находящихся в

настоящее время в условиях ГФН, темп дегидратации глин и их уплотнения настолько низок, что от верхней до нижней границ ГФН отжимается лишь относительно небольшая доля содержащейся в глинистой толще воды. Поэтому можно полагать, что оптимальных условий для эмиграции новообразующихся битумоидов и соответственно для процесса нефтеобразования под дном Южного Каспия в настоящее время нет, а на глубинах свыше 7—8 км развита оптимальная зона газообразования (ОЗГ). Реализацию же оптимальных условий для нефтеобразования можно с наибольшей вероятностью предполагать только на бортах бассейна, главным образом за пределами моря, где в соответствующие температурные условия ГФН попадают мощные толщи мезозойского возраста, характеризующиеся значительно более высоким темпом уплотнения пород с увеличением глубины их залегания. Косвенным подтверждением высокой активности процессов газообразования в доплиоценовых отложениях подводных недр Южного Каспия является широчайшее распространение проявлений грязевого вулканизма, обычно сопровождающихся огромными выбросами углеводородных газов в атмосферу. В значительной мере по этой же причине, несмотря на установленное проявление ГФН в среднеплиоценовых отложениях (Калятин, 1975), подавляющим большинством исследователей признается, что многочисленные месторождения нефти в этой толще сформировались в основном благодаря процессам вертикальной миграции из более древних отложений.

Подобная же весьма специфическая ситуация, видимо, была характерна для рассматриваемого региона и на более древних этапах его геологической истории. Как можно видеть на прилагаемых разрезах (рис. 12), к началу среднего плиоцена в температурных условиях ГФН в пределах морского бассейна находились отложения нижней части средне-верхнемиоценового и верхов майкопского литолого-стратиграфических комплексов. К концу же раннего миоцена ГФН только зарождалась и в полном объеме была развита в пределах профиля только на восточном обрамлении бассейна, охватывая главным образом отложения мезозоя. На базе имеющихся сведений о теплофизических свойствах пород олигоцена и миоцена (Мехтиев и др., 1973) и сложившихся представлений о еще более затрудненных, чем для среднего плиоцена, условиях дегидратации этих толщ, есть основания полагать, что мощность пород, охваченных ГФН, на рассматриваемых этапах была несколько меньше и сама главная зона нефтеобразования была расположена на меньших глубинах. Весьма вероятно, что до среднего миоцена несколько выше была и плотность теплового потока. Иными словами, условия для возникновения оптимальной зоны нефтеобразования в течение предшествующих этапов кайнозойской истории региона Южного Каспия были еще менее благоприятны, чем в современную эпоху, и здесь унаследованно существовала оптимальная зона газообразования.

Следует оговориться, что в своеобразных условиях Южного Каспия весьма сложно оценить роль новообразующихся газов как агентов эмиграции жидких углеводородов. Находящиеся при чрезвычайно высоких давлениях газы грязевых вулканов, видимо, могут растворять и выносить в высокие горизонты осадочного чехла значительные массы жидких компонентов нефти. Вероятно, в существенной мере именно с этим связана часто наблюдаемая приуроченность нефтяных месторождений к структурам, осложненным древними и современными грязевыми вулканами.

Из приведенной интерпретации имеющихся весьма малочисленных фактических данных следует вывод о преимущественной перспективности для поисков месторождений природного газа недр под дном акватории Южного Каспия. Рассмотренный пример применения концепции оптимальных зон нефте- и газообразования оказывается весьма специфичным, что связано, с одной стороны, с почти исключительно глинистым характером осадочного

разреза и широким развитием в нем АВПД, а с другой — с низкой плотностью теплового потока. Подобное же сочетание этих главных факторов, определяющих специфику развития процессов нефте- и газообразования, по-видимому, характерно и для некоторых других внутриконтинентальных морей котловинного типа, выполненных мощными терригенными формациями. В первую очередь это, вероятно, относится к Черному морю, где мощность осадочного чехла, представленного преимущественно глинистыми толщами кайнозоя, достигает 15 км, а плотность теплового потока сравнительно невелика.

Рассмотренные теоретические представления и приведенные примеры убеждают в необходимости проведения для генетической оценки нефтегазоносности подводных недр специализированных экспедиционных исследований на основе широкого комплекса геофизических и геолого-геохимических методов.

Глава VII

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИОННЫЕ РУДЫ

Огромные пространства дна океанов покрыты своеобразными рудными образованиями — железомарганцевыми конкрециями и корками, обладающими по сравнению с донными осадками повышенным содержанием, помимо Mn и Fe, также Ni, Cu, Co, Zn, Mo и ряда других элементов. Они были открыты при глубоководных драгировках более 100 лет тому назад английской экспедицией на судне «Челленджер» (Thomson, 1874; Murray, 1876; Buchanan, 1876) и впервые подробно описаны в монографии Дж. Меррея и А. Ренара (Murray, Renard, 1891). Позднее они отмечались в научных отчетах многих океанографических экспедиций конца прошлого и начала этого столетий.

За последние 20 лет в результате геологических работ, проведенных на судах СССР, США, Великобритании, ФРГ, Японии и некоторых других стран, а также разнообразных лабораторных исследований получены новые, чрезвычайно обширные сведения о пространственном размещении и фациальной обстановке формирования Fe-Mn конкреций, их петрографии, минералогии, геохимии и происхождении.

Массовое распространение Fe-Mn конкреций на дне океанов, значительная концентрация в них ценных маталлов, особенно Ni, Cu и Co, явились основанием для выдвижения проблемы их промышленного использования. В этом направлении в США и нескольких других странах уже в течение ряда лет ведутся разносторонние подготовительные работы.

К настоящему времени различным аспектам изучения Fe-Mn конкреций посвящено огромное количество работ, наиболее полная библиография которых, включающая свыше тысячи названий, составлена М. Мейланом с соавторами (Meylan e. a., 1976).

В связи с тем, что в советской литературе только за последнее десятилетие опубликовано, помимо многочисленных статей, несколько обобщающих работ по железомарганцевым конкрециям главным образом Тихого океана (Скорнякова, Андрущенко 1970; Страхов, 1976в; Железо-марганцевые конкреции..., 1976), в настоящей главе приводятся лишь основные сведения о закономерностях их распространения, региональных изменениях химического состава и геологических предпосылках практического использования.

§ 1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ Fe-Mn КОНКРЕЦИЙ

Железомарганцевые конкреции имеют наибольшее распространение на дне Тихого океана, где они и лучше изучены; значительно меньше их в Индийском и Атлантическом океанах. В Северном Ледовитом океане за пределами шельфов Fe-Mn конкреции не найдены, но на поверхности выходящих на дне твердых пород, как и в других океанах, местами присутствуют рудные пленки.

Кроме океанов, Fe-Mn конкреции давно известны в некоторых мелководных морях (Карском, Баренцовом, Белом, Балтийском, на шельфе Черного моря), а также в озерных водоемах (в СССР, Финляндии, Швеции, Шотландии, Канаде, США). Мелководные морские конкреции отличаются от глубоко-

водных океанских незначительным содержанием цветных металлов и с экономической точки зрения (вопреки иногда появляющимся в литературе сообщениям) не заслуживают внимания. Ниже они не рассматриваются.

На дне океанов Fe-Mn конкреции распространены в разнообразных тектонических и фациальных условиях в большом диапазоне глубин: от 0,1—0,2 до 8—9 км. Вместе с тем их количественное распространение в периферических и центральных частях океанов имеет большие различия, которые связаны со скоростями осадконакопления, что давно подчеркивалось многими исследователями и подробно обсуждено Н. М. Страховым (1974б, 1976в).

В океанах выделяются два главнейших типа седиментогенеза —приконтинентальный, преимущественно терригенный и пелагический, на которые местами наложены процессы вулканогенно-осадочного седиментогенеза (Безруков, Мурдмаа, 1972; Мурдмаа, Скорнякова, 1976; см. также главу III).

В областях развития приконтинентального седиментогенеза, в окраинных частях океанских котловин, в силу относительно высоких скоростей осадконакопления Fe-Mn конкреции встречаются редко, чаще всего в виде мелких стяжений. Они залегают преимущественно в гемипелагических осадках, характеризующихся наличием подповерхностной восстановительной зоны. Образование конкреций здесь происходит в условиях повышенного содержания в осадках органического вещества и представляет чисто диагенетический процесс, приводящий к миграции подвижных форм Mn и Fe из восстановительной в окислительную зону и последующему стягиванию вокруг локальных центров (Страхов, 1976б, в; Железо-марганцевые конкреции. .., 1976). В районах проявления по периферии океанов вулканогенно-осадочного седиментогенеза, выражающегося в накоплении различных вулканокластических или туффитовых осадков, Fe-Mn конкреции также, как правило, отсутствуют или очень редко рассеяны.

С удалением от континентов и ослаблением влияния терригенного сноса количества конкреций на дне возрастают. Это можно рассматривать как негативное отражение циркумконтинентальной зональности осадконакопления (Безруков, 1970).

Основными ареалами конкреционного рудообразования являются обширные области пелагического седиментогенеза, для которых характерны низкие скорости аккумуляции осадков. Наибольшие площади конкреции занимают на холмистом дне океанских котловин ниже критической (компенсационной) глубины карбонатонакопления — на глубинах от 4—4,5 до 6 км. Кроме того, они нередко образуют скопления на склонах и вершинах различного рода поднятий на глубинах 4—1 км и меньше, там, где повышенные скорости придонных течений препятствуют накоплению осадков. Вследствие незначительного содержания в пелагических илах биохимически активного органического вещества и отсутствия подповерхностной восстановительной зоны формирование конкреций в них происходит в иных условиях, чем в гемипелагических осадках. Существенным фактором рудообразования здесь становится медленное осаждение гидроокислов Fe и Mn из придонной воды (Железо-марганцевые конкреции . . ., 1976; Страхов, 1976б; Price, Calvert, 1970). Обычно в пелагических осадках седиментационные и диагенетические процессы формирования конкреций в разной мере сочетаются. Наиболее резко выражена роль диагенетического фактора конкрециеобразования в диатомово-радиоляриевых илах.

Результаты подводного фотографирования и сбора проб различными приборами показывают, что Fe-Mn конкреции залегают преимущественно на самой поверхности дна или в верхнем слое осадков мощностью от 1—3 до 10—20 см. Степень покрытия дна конкрециями (или их *концентрация*) изменяется даже в пределах главных рудоносных полей в очень широких пределах — от 0 до 90—100%, как правило, увеличиваясь на вершинах и

склонах абиссальных холмов и уменьшаясь в депрессиях между ними, в которые движениями придонных вод сносится тонкий осадочный материал. При высоких концентрациях (примерно более 50%) конкреции образуют на дне характерные «мостовые». В связи с большими колебаниями размеров конкреций (чаще всего от 0,5 до 10 см) между их концентрацией и *продуктивностью* (весовым количеством на единицу площади дна) не бывает полного соответствия. Продуктивность конкреций, определяемая непосредственно в дночерпательных пробах или косвенно по фотоснимкам дна, изменяется от менее 1 до 50—70 кг/м². Поскольку конкреции часто содержат неоруденелые ядра (обломки пород, комки глины, зубы акул и другие органические остатки), причем мощности рудных оболочек варьируют, эти величины не всегда отражают истинную продуктивность конкреционных руд.

В тех местах, где на дне океанов обнажаются твердые вулканические и вулканогенно-осадочные породы или древние известняки, они обычно бывают покрыты не конкрециями, а рудными корками. Мощность их колеблется от 1 мм до 10—16 см (при максимальной продуктивности рудного вещества свыше 200 кг/м²). Нередко рудные корки облекают со всех сторон залегающие in situ или оползшие на склонах крупные отторженцы и обломки коренных пород, образуя глыбовые и плитовидные конкреции. Размеры их местами достигают 1 м и более. Рудные корки на верхних поверхностях глыбовых и плитовидных конкреций, как правило, более мощные, чем на нижних, за счет выпадения рудного вещества из придонной воды. Иногда они цементируют обломки базальтов или конкреции более древних генераций.

В условиях сильно расчлененного рельефа и пятнистого залегания осадков участки дна, покрытые конкрециями и рудными корками и лишенные тех и других, чередуются на небольших расстояниях.

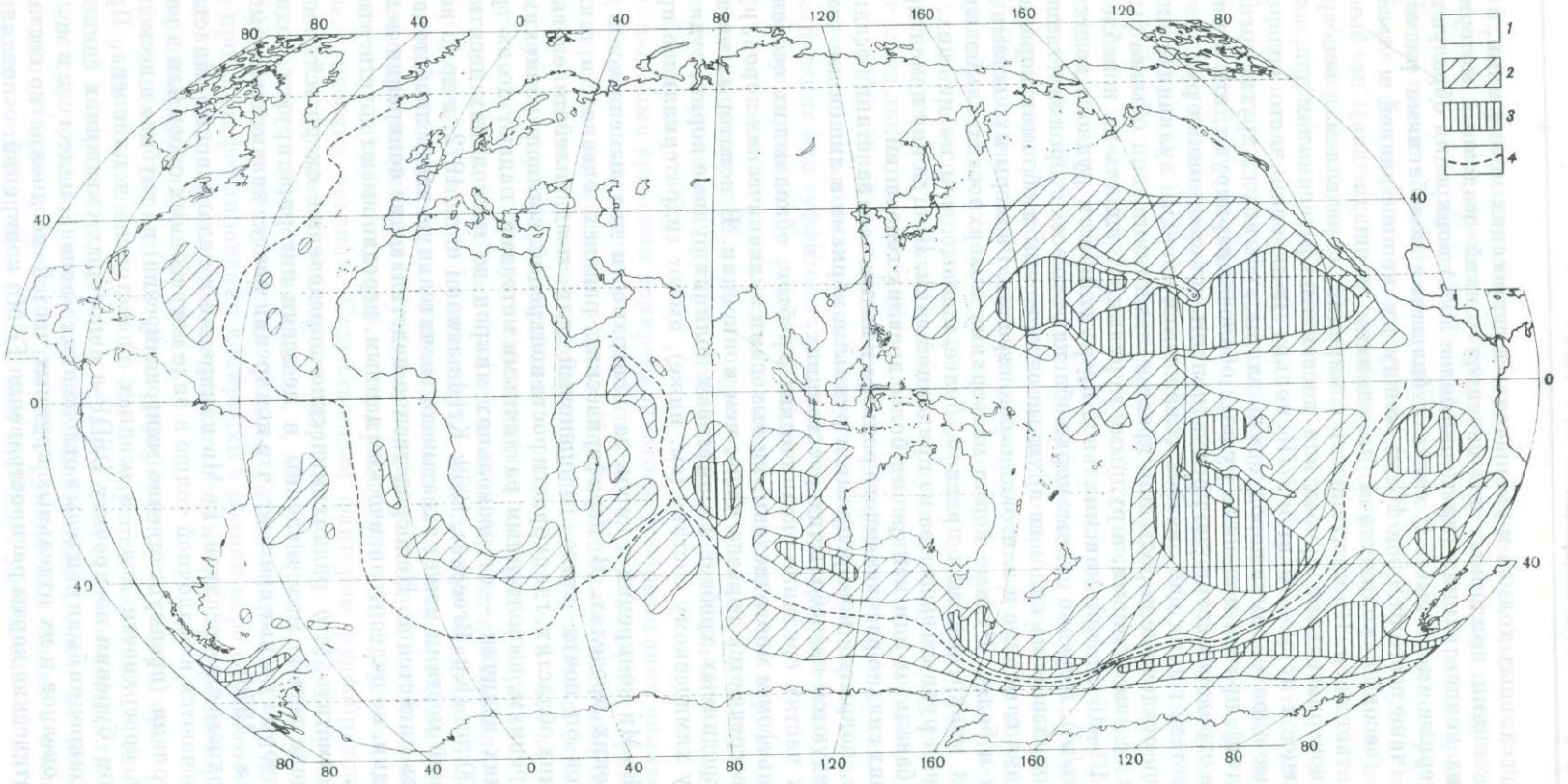
В осевых частях срединно-океанических хребтов, обладающих особенно сложным рельефом и многочисленными выходами вулканических пород, рудные корки встречаются гораздо чаще, чем конкреции. В некоторых местах на гребнях срединных хребтов и в рифтовых долинах рудные корки, судя по аномальному химическому составу (см. ниже), имеют гидротермальное происхождение.

Возраст Fe-Mn конкреций и корок на поверхности дна изменяется в довольно широких пределах. В периферических районах океанов, а также близ островов он почти везде голоценовый или позднеплейстоценовый. В пелагических областях, где скорости роста конкреций, согласно радиохимическим измерениям, выполненным различными методами, падают до экстремально низких величин — от нескольких микрон до нескольких десятков микрон в 1000 лет (Ku, Broecker, 1969; Krishnaswami e. a., 1972; и др.), возраст конкреций местами может охватывать значительную часть плейстоцена или даже весь плейстоцен. Непосредственно подстилающие конкреции пелагические осадки, по палеонтологическим данным, нередко имеют дочетвертичный возраст.

Следует отметить, что радиохимические определения скоростей роста конкреций пока весьма малочисленны и не всеми интерпретируются однозначно. Некоторые ученые считают, что конкреции растут значительно быстрее (Lalou e. a., 1976).

Кроме верхнего слоя осадков, Fe-Mn конкреции в пелагических областях океанов встречаются в осадочной толще в виде погребенных слоев или в рассеянном состоянии (преимущественно микроконкреции) на глубине в несколько метров от поверхности дна — в осадках плейстоцена и плиоцена. При глубоководном бурении по проекту DSDP в некоторых скважинах единичные мелкие конкреции были найдены в отложениях миоцена, палеогена и мела.

Для всех океанов и их отдельных крупных частей неоднократно составлялись схематические карты распространения Fe-Mn конкреций, основанные



Распространение железомарганцевых конкреций на дне океанов

1 — конкреции отсутствуют или встречаются редко; *2* — высокие концентрации редки; *3* — высокие концентрации часты; *4* — оси срединно-океанических хребтов; рудные корки на поверхности хребтов не показаны

на данных сбора проб различными приборами (грунтовые трубки, дночерпатели, тралы, драги) и материалах подводного фотографирования. На большинстве карт показаны пункты нахождения конкреций и содержание в них главнейших металлов (или их концентрация на фотоснимках дна, в %), на некоторых оконтурены площади с более частой встречаемостью скоплений конкреций. К числу карт, опубликованных в последние годы, относятся обзорные карты трех океанов (Ewing e. a., 1971a, b; Horn e. a., 1971 a, b, 1973), Тихого океана (Скорнякова, Зенкевич, 1976), южной его половины (Glasby, Lawrence, 1974) и Индийского океана (Безруков, 1975).

На рисунке приведена схематическая карта распространения Fe-Mn конкреций в Мировом океане, составленная на основе перечисленных карт, а также некоторых других материалов (Kennett, Watkins, 1975; Summerhays, Willis, 1975; и др.). Рассмотрим кратко главнейшие черты размещения конкреций на дне трех океанов.

В Тихом океане на континентальных окраинах, в районах островных дуг и глубоководных желобов, а также в смежных частях океанских котловин Fe-Mn конкреции редко рассеяны или совсем отсутствуют. Локальные скопления конкреций и рудные корки здесь встречаются на отдельных поднятиях дна (горах, холмах) и на крутых склонах, где вследствие увеличения скорости течений осадки не отлагаются.

За пределами приконтинентальных и приостровных районов в Тихом океане выделяются три главные области с частой встречаемостью повышенных (более 25%) концентраций Fe-Mn конкреций (Скорнякова, Зенкевич, 1976). Их положение находится в сложной зависимости от системы циркуляции поверхностных и глубинных вод, рельефа дна и зональности процессов осадконакопления в океане. Внутри всех областей имеются более или менее обширные площади, лишенные конкреций.

Северная область расположена между 7—8° и 25—30° с. ш. и приурочена в основном к Северо-Западной, северной части Центральной и Северо-Восточной котловинам, разделенным подводными поднятиями. В самых грубых чертах она находится в пределах крупнейшего антициклонического круговорота течений (по Н. М. Страхову, 1974б,— халистазы II), на юге захватывая зону Северного пассатного течения. Для большей части этой огромной области характерны низкие скорости осадконакопления: 3—1 и менее 1 мм в 1000 лет (Лисицын, 1971, 1974б)

Следует отметить, что глубинная и придонная циркуляция вод по направлению отличаются от циркуляции поверхностной, причем контуры их не совпадают. В придонной циркуляции сильнее развиты потоки, следующие вдоль изобат, а скорости увеличиваются при приближении ко дну (Бурков, 1972; Бурков, Монин, 1974). В силу этого, а также сложности подводного рельефа между полями массового распространения конкреций и ядрами антициклонических круговоротов (как в северном, так и в южном полушарии) нет полного соответствия.

На дне вышеуказанных котловин наиболее обширные скопления конкреций ассоциируют с эвпелагическими глинами, а южнее 12—15° с. ш. — с кремнисто-глинистыми диатомово-радиоляриевыми илами. Количественные показатели конкреций при переходе к этим илам не снижаются. Концентрация их колеблется от 0 до 100%, причем часто от 25 до 50% и больше, а продуктивность от менее 1 до 26 кг/м^2 (Mizuno, Moritani, 1976). К широтному поясу радиоляриевых илов приурочены наиболее высокие содержания в конкрециях Mn, Ni и Cu, о чем подробнее будет говориться ниже. Здесь преобладают конкреции с почти полностью оруденелыми ядрами. На подводных горах и других поднятиях дна, расположенных внутри котловин и между ними, Fe-Mn рудные образования имеют пятнистое распространение и залегают на известковых и мергелистых осадках и вулканических породах.

Так, например, на гайотах поднятия Маркус-Неккер (на американских картах — гор Мид-Пасифик), вершины которых находятся на абсолютных глубинах 1—3 км, конкреции и корки встречаются на поверхности известняков (местами фосфатизированных) мелового и палеогенового возраста или непосредственно на базальтах и туфобрекчиях. Эти породы слагают и ядра конкреций. На некоторых гайотах рудные корки на глыбовых конкрециях имеют мощность до 10—16 см, но распространение таких корок незначительное.

В районе Гавайского архипелага рассеянные Fe-Mn конкреции и корки (мощностью от 1 до 10 см) обнаружены на террасовидных ступенях, осложняющих подводные склоны островов Оаху, Кауаи, Ниихау, Неккер и Гарднер, на глубинах от 400—800 до 2000—2400 м. Они залегают здесь на вулканокластических и известковых турбидитах (Morgenstein, Andrew, 1971; Morgenstein, 1972; Landmesser, Morgenstein, 1973).

Вторая обширная область массового распространения Fe-Mn конкреций, отделенная от первой экваториальным поясом высокой биологической продуктивности и повышенных темпов седиментации, находится между 6—8 и 40—45° ю. ш. Она расположена в основном в пределах южного субтропического антициклонического круговорота поверхностных вод (по Н. М. Страхову, 1974б,— гигантской халистазы III), захватывая его периферические зоны, и крупными поднятиями разделена на несколько частей. Для глубоких котловин этой области характерны также низкие скорости осадконакопления, минимально — менее 1 мм в 1000 лет.

Наибольшие пространства залежи конкреций занимают к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, в южной части Центральной и Южной котловинах. Они ассоциируют в основном с эвпелагическими и цеолитовыми, реже с миопелагическими глинами, а выше критической глубины —с мергелистыми и известковыми осадками. На некоторых подводных горах и на крутых склонах в зонах разломов рудные образования покрывают выходы вулканических пород. В районе о-вов Кука максимальная продуктивность конкреций местами достигает 50—70 кг/м², а средняя — 10—18 кг/м². Здесь наиболее часто наблюдаются их высокие концентрации — до 90—100%. К востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия конкреции образуют менее крупные скопления в Перуанской и Чилийской котловинах.

На Восточно-Тихоокеанском поднятии и в депрессии Бауэр (западная часть Перуанской котловины) широко распространены своеобразные осадки, получившие название металлоносных. Это известковые, мергелистые и бескарбонатные глинистые илы, отличающиеся повышенным содержанием Fe, Mn и ряда других металлов (см. главу III). Поступление в эти осадки рудного вещества в основном связано с эксгаляциями, поднимающимися из глубин коры в зонах разломов (Скорнякова, 1964; Лисицын и др., 1976; Страхов, 1974а, 1976в; Boström, Peterson, 1966; Boström e. a., 1969; и др.). На поверхности глинистых металлоносных илов в депрессии Бауэр конкреции встречаются часто. В известковых осадках, покрывающих Восточно-Тихоокеанское поднятие, а также отходящие от него поднятия Галапагосское, Сала-и-Гомес и Чилийское, они почти отсутствуют; здесь обнаружены рудные корки на выходах вулканических пород (Bonatti, Joensuu, 1966; Moore, Vogt, 1976).

Третий прерывистый пояс массового распространения Fe-Mn конкреций и корок расположен между 52—55 и 60—62° ю. ш. в котловине Беллинсгаузена, в основном в зонах Антарктической конвергенции и Антарктического кругового течения. На восток он прослеживается в пролив Дрейка, на западе захватывает склоны Южно-Тихоокеанского поднятия и образует обширную «мостовую» в южной части Тасманова моря (между 50 и 58° ю. ш.). Как установлено работами экспедиций на судне «Элтанин» (Meylan, 1968; Goodell e. a., 1971; Watkins, Kennett, 1971; Payne, Conolly, 1972), для этого

пояса характерны большие скорости придонных течений, следы которых неоднократно отмечались и в пределах других конкреционных полей, в частности в северной тропической зоне. В приантарктическом поясе конкреции ассоциируют главным образом с диатомовыми илами. Продуктивность их, судя по фотографиям дна, местами может достигать 10—20 кг/м², а концентрация — 75—100%, но средние величины более низкие; в ядрах конкреций присутствует грубообломочный материал айсбергового и ледового разноса. На выходах вулканических пород широко распространены рудные корки.

В пределах двух первых главных рудоносных областей в экспедициях на «Витязе» были проведены более детальные геологические работы на 7 полигонах (Железо-марганцевые конкреции..., 1976). На каждом из них собрано с разных форм мезорельефа большое количество проб осадков и конкреций и выполнено несколько длинных фоторазрезов, состоящих из многочисленных снимков дна. Полигонные исследования позволили выявить большую неравномерность, прерывистость распространения залежей конкреций и рудных корок в связи с особенностями тектоники и морфологии дна, наличием выступов вулканических пород, изменчивостью придонных течений, состава и темпов накопления осадков, а также местами с вторичными оползневыми процессами на крутых склонах.

В Индийском океане на континентальных окраинах и расположенных у их подножий абиссальных аккумулятивных равнинах (например, в Бенгальском заливе, Аравийском море), а также в Яванском желобе Fe-Mn конкреции в силу высоких темпов седиментации практически отсутствуют. На шельфе конкреции найдены только против южной оконечности Африки, где в их ядрах встречаются фосфатные породы. Площади массового распространения конкреций приурочены к пелагической области океана и прежде всего к более удаленным от континентов глубоким котловинам, обладающим расчлененным крупнохолмистым рельефом и низкими скоростями седиментации. Это котловины Центральная (к югу от 10° ю. ш.), Западно-Австралийская и западная часть Южно-Австралийской. Меньшее распространение Fe-Mn конкреции имеют в котловинах Сомалийской (восточной ее части), Маскаренской, Мадагаскарской, Мозамбикской, Агульяс, Крозе и Австралийско-Антарктической.

В системе срединно-океанических хребтов — Аравийско-Индийского, Западно-Индийского и Центрально-Индийского — конкреции местами образуют скопления в нижних частях склонов, а на гребнях хребтов нередко встречаются рудные корки на выступах вулканических пород. На Кокосовом и некоторых других поднятиях и отдельных подводных горах Fe-Mn конкреции, плиты и корки имеют пятнистое распространение, а на более выровненных поверхностях Мальдивского, Маскаренского, Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов и плато Кергелен они почти отсутствуют (Безруков, Андрущенко, 1972; Cronan, Tooms, 1969; Laughton, 1967; Summerhayes, Willis, 1975; и др).

Сопоставление со схемой циркуляции вод в Индийском океане показывает, что главные рудоносные поля расположены в пределах южного антициклонического круговорота, захватывая зоны Пассатного и Южно-Индоокеанского течений (Нейман, 1970). Для обширной конкреционной «мостовой» на западе Южно-Австралийской котловины (к юго-западу от Австралии) отмечена связь с сильным течением антарктических придонных вод (Kennett, Watkins, 1975).

Подстилающими Fe-Mn конкреции осадками на глубинах более 4,6—4,7 км в тропическом поясе чаще всего служат радиоляриевые илы, южнее 18° ю. ш.— пелагические глины, а в Австрало-Антарктической котловине — диатомовые илы. На меньших глубинах конкреции залегают в мергелистых и известковых осадках; рудные корки нередко покрывают выступы дочетвертичных осадочных и вулканических пород. В зонах разломов к востоку от

Восточно-Индийского хребта в ядрах конкреций найдены обломки ультрабазитов. По периферии пелагической области в Мозамбикской котловине рассеянные конкреции местами залегают в гемипелагических глинах.

Для всех рудоносных площадей характерна неравномерность распределения Fe-Mn конкреций; концентрация их, как показали наблюдения на двух геологических полигонах в 54-м рейсе «Витязя» (1973 г.), изменяется на коротких расстояниях от нескольких процентов до 70—90%, уменьшаясь в выполненных осадками депрессиях между абиссальными холмами и горстовыми поднятиями. Продуктивность конкреций колеблется от менее 1 до 10—15 кг/м², а изредка достигает 50 кг/м².

В Атлантическом океане Fe-Mn конкреции и корки распространены преимущественно на холмистом дне котловин между аккумулятивными равнинами, примыкающими к континентальным подножиям Северной и Южной Америки, Европы, Африки, и Срединно-Атлантическим хребтом. Кроме того, они присутствуют на мелководном плато Блейк. Наиболее частые скопления конкреции образуют в Северо-Американской, Бразильской и Капской котловинах, а также в районе моря Скотия. Значительно меньшее распространение они имеют в котловинах Гвианской, Аргентинской, Западно-Европейской, Иберийской, Канарской, Зеленого Мыса и Ангольской. В глубоководном канале Вима, между Аргентинской и Бразильской котловинами, и в море Скотия конкреции обнаружены в зонах сильных придонных течений (Cronan, 1975; Ewing e. a., 1971a, b; Goodell e. a., 1971; Horn e. a., 1971b, 1972b; Le Pichon e. a., 1971; Summerhayes, Willis, 1975; Ильин и др., 1975).

На дне большинства котловин конкреции залегают преимущественно в миопелагических глинах, местами мергелистых, а в Аргентинской котловине — в гемипелагических глинистых осадках.

По имеющимся ограниченным данным, концентрация Fe-Mn конкреций в Атлантическом океане иногда составляет 50—75%, в большинстве же случаев гораздо более низкая. Сведениями о продуктивности конкреций мы не располагаем, но, судя по фотографиям дна, она местами может достигать 5—10 кг/м² и лишь изредка — больших значений.

На гребнях и в рифтовых долинах Срединно-Атлантического хребта и на некоторых других поднятиях и изолированных горах нередко встречаются Fe-Mn корки и конкреции на поверхности базальтов или древних известняков. В одной из долин у подножия восточного склона хребта, в Канарской котловине, найдены конкреции с ядрами, сложенными серпентинитами (Харин, 1973).

При детальных наблюдениях в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта обнаружены проявления современной гидротермальной деятельности с образованием корок гидроокислов Mn и Fe на вулканических породах (Rona, 1976; Scott M., Scott R., Rona e. a., 1974).

На плато Блейк, к востоку от Флориды, Fe-Mn конкреции образуют скопления на поверхности неогеновых и четвертичных карбонатных осадков на глубинах от 600 до 1000 м в зоне сильных придонных течений (Manheim, 1965; Pratt, McFarlin, 1966; Brundage, 1972). В западной части плато они содержат в ядрах фосфориты, а далее к западу сменяются ими.

§ 2. ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА Fe-Mn КОНКРЕЦИЙ НА ПЛОЩАДИ ДНА ОКЕАНОВ

Химический состав железомарганцевых конкреций претерпевает значительные изменения как при переходе из одних областей океанов в другие, так и на сравнительно небольших участках дна — при смене форм рельефа, глубин океана, состава осадков, а также внутреннего строения самих конкреций.

Как уже отмечалось, Fe-Mn конкреции обычно состоят из ядер и рудных

оболочек; соотношения между ними изменчивы. В пелагических областях океанов наибольшим распространением пользуются конкреции с относительно мелкими ядрами, часто полностью оруденелыми. Нередко встречаются конкреции двух- и многоядерные. Конкреции имеют разнообразные текстуры. Среди них преобладают грубо- и тонкослоистые с чередованием слоев (и микрослоев), сложенных рудным веществом различного химического состава, и тончайших слоев нерудного мелкообломочного или глинистого материала. Мощности их колеблются от менее 1 микрона до нескольких миллиметров. Слоистые текстуры с колебаниями содержания Fe, Mn и других металлов характерны и для рудных корок на поверхности крупных обломков, глыб и скальных обнажений вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

Не останавливаясь на деталях химического состава отдельных слоев (и микрослоев) конкреций, а также слагающих их микростяжений, агрегатов или глобулей рудного вещества, приведем краткие сведения о региональных изменениях среднего содержания в конкрециях и рудных корках главнейших металлов.

К настоящему времени в многочисленных работах, посвященных океанским железомарганцевым конкрециям, опубликованы результаты химических анализов (на разное число компонентов) более 2000 проб, в том числе в недавно изданной далеко не полной сводке аналитических данных (Monget e. a., 1976) — около 1300 проб. Большое количество анализов на главнейшие химические элементы в последние годы опубликовано в виде таблиц и схематических карт и в ряде других работ (Железо-марганцевые конкреции..., 1976; Frazer, Arrhenius, 1972; Glasby, Lawrence, 1974; Horn e. a., 1972a, 1973a; Meylan, Goodell, 1976; и др.).

Содержание металлов в конкрециях и рудных корках Тихого, Индийского и Атлантического океанов, вес. %

Металлы	Тихий океан (Скорнякова, 1976)				Индийский океан (Безруков, Андрущенко, 1973; с дополнениями по различным литературным источникам)				Атлантический океан (Cronan, 1975)			
	Количество анализов	Максимум	Минимум	Среднее	Количество анализов	Максимум	Минимум	Среднее	Количество анализов	Максимум	Минимум	Среднее
Mn	573	42,3	0,47	17,8	163	37,0	2,20	16,40	140	37,69	1,32	15,97
Fe	573	33,17	0 60	11,83	163	31,0	1,40	13,75	140	41,79	4,76	21,55
Co	565	2,53	0,007	0,33	163	1,00	0,04	0,28	140	1,01	0,022	0,318
Ni	571	2,48	0,025	0,59	163	1,55	0,04	0,39	140	1,43	0,017	0,312
Cu	565	1,80	0,01	0,38	163	1,37	0,03	0,25	140	0,81	0,038	0,115
Zn	173	0,32	0,019	0,084	30	0,23	0,017	0 07	140	0,806	0,038	0,086

В таблице сопоставлены по литературным материалам данные о пределах колебаний и средних содержаниях Mn, Fe, Co, Ni, Cu и Zn в конкреционных образованиях из Тихого, Индийского и Атлантического океанов (использованы не все имеющиеся анализы). Помещенные в таблице величины, вероятно, не равноценны по своей представительности, так как анализы выполнены в разных лабораториях, различными методами и относятся в одних случаях к рудным оболочкам конкреций, в других — к конкрециям с полностью оруденелыми ядрами, в третьих — к рудным коркам на поверхности коренных пород. Кроме того, данные анализов распределены неравномерно по площади дна. Тем не менее в первом приближении они позволяют судить об общих тенденциях в изменениях химического состава конкреций в трех океанах.

Помимо приведенных в таблице металлов, конкреции обладают по сравнению с вмещающими (или подстилающими) их океанскими осадками повышенным содержанием Be, P, Ti, V, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Te, La, Ce, W, Hg, Tl, Pb, Ra, Pa, Th и ряда других элементов (всего более 40) (Мero, 1969; Скорнякова, 1976; Harris e. a., 1968; Glasby, 1973; Riley, Sinhaseni, 1958; и др.). Для отдельных районов океанов в литературе имеются сведения о количественных вариациях содержания некоторых элементов в конкрециях, но данных для сопоставления средних или максимальных величин в трех океанах для большинства элементов недостаточно, и поэтому они не включены в таблицу.

В Тихом океане закономерности изменения химического состава конкреций в последние годы изучались с различной степенью детальности на обширных пространствах дна (Скорнякова, 1976; Glasby, 1976; Horn e. a., 1973a, b; Meylan, Goodell, 1976; Piper, Williamson, 1977; Price, Calvert, 1970; и др.), на разрезе через северную часть океана (Глаголева, 1972; Страхов и др., 1973; Волков и др., 1976) и на отдельных небольших участках — геологических полигонах (Скорнякова, 1976).

На основании перечисленных и многих других работ в целом вырисовывается следующая общая картина региональных и локальных колебаний содержания в железомарганцевых конкрециях Тихого океана главнейших металлов.

В периферических районах океана, где конкреции образуются в верхнем окисленном слое гемипелагических осадков, обладающих развитой восстановительной зоной, для них характерны большие колебания содержания Mn (от 0,47 до 42,3%) и отношения Mn/Fe (от < 1 до > 50) и низкие концентрации Ni ($< 0{,}2\%$), Cu ($< 0{,}2\%$), Co ($< 0{,}1$), Zn ($< 0{,}02\%$). Повышенные содержания в конкрециях Mn ($> 30\%$), а также Ni и Cu (до 0,5—1,0% и больше) по периферии океана наиболее резко выражены против Перу, при переходе от гемипелагических к пелагическим осадкам.

В пелагической области Тихого океана (исключая его западную часть, осложненную многочисленными цепями островов) на дне глубоких котловин в распределении содержаний в конкрециях Mn проявляется широтная зональность, связанная с зональностью процессов осадконакопления в океане. Наибольшие величины Mn (от 20 до 35%, а в среднем около 25%) приурочены к северному тропическому (приэкваториальному) поясу кремнисто-глинистых радиоляриевых илов. Высокие содержания в конкрециях Mn местами наблюдаются и в южном тропическом поясе в мергелистых и глинистых осадках — к северо-востоку от о-вов Туамоту и в Перуанской котловине. В пелагических глинах Южной котловины океана, а за пределами тропической зоны и в других котловинах средние содержания Mn в конкрециях уменьшаются до 15—20%, а максимальные только в редких случаях превышают 25%. В приантарктическом поясе на дне котловины Беллинсгаузена концентрация Mn лишь в единичных пробах конкреций достигает 25%, в среднем же — около 15%.

Содержания в конкрециях Fe дают противоположную марганцу картину. В поясах максимальных концентраций Mn в тропической зоне на дне котловин содержания Fe, как правило, низкие (5—15%). Высокие величины (15—25%) приурочены к Южной котловине, особенно к ее северо-восточной окраине, а также к котловине Беллинсгаузена (Скорнякова, 1976; Meylan, Goodell, 1976). Отношение Mn/Fe (марганцевый модуль) при этом соответственно снижается с 2—10 в тропической зоне до 1—2 и менее 1 за ее пределами и в Южной котловине, т. е. конкреции преимущественно марганцевые и железисто-марганцевые здесь сменяются марганцево-железистыми. Обогащение железом конкреций Южной котловины, согласно Н. С. Скорняковой (1976), в основном обусловлено подводным выветриванием вулканических пород.

Близкую к марганцу картину в глубоководной пелагической области океана показывает план распределения содержаний в конкрециях Ni и Cu, связанных процессами сорбции с гидроокислами Mn. Повышенные их концентрации (1—1,5% каждого) тяготеют в основном к тропической зоне и реже встречаются за ее пределами, а максимальные величины (1,5—2,0% Ni и 1,5—2,0% Cu) приурочены главным образом к северному приэкваториальному поясу радиоляриевых илов (между 6—8 и 15—16° с. ш.). Здесь же отмечены наибольшие содержания в конкрециях Zn (> 0,2%) и Mo (> 0,05%). В пелагических глинах в субтропических и умеренных широтах содержание в конкрециях Ni обычно колеблется от 0,2 до 1,0%, изредка достигая 1,5%, а Cu — от 0,2 до 0,6%. В приантарктическом поясе содержание Ni лишь в единичных пробах конкреций превышает 1,5%, а Cu — 0,8%, средние же их величины гораздо более низкие (в котловине Беллинсгаузена соответственно 0,38 и 0,21%).

С уменьшением глубин на подводных горах и высоких абиссальных холмах содержание в конкрециях Mn, Ni и Cu, как правило, уменьшается, а содержание Fe возрастает. В условиях расчлененного рельефа это приводит к большим локальным колебаниям концентрации металлов в конкрециях. Эти колебания нередко проявляются на незначительных расстояниях. На глубинах около 1500 м местами установлено увеличение содержания Mn и Ni (и соответственно понижение содержания Fe) по сравнению с глубинами 2000—3000 м (Скорнякова, 1976; Piper, Williamson, 1977). Но чаще всего высокие величины Mn, Ni и Cu бывают приурочены к глубинам 4000—6000 м.

Содержание в конкрециях Co в большей мере коррелирует с содержанием Fe, чем с Mn. Максимальные его величины (1—2%) локализованы в основном на подводных горах, в более окислительной обстановке, например в горной системе Маркус-Неккер и по окраинам Южной котловины. Повышенные концентрации Co отмечены также в конкрециях Гавайского поднятия. На подводных горах наблюдаются и максимальные содержания в конкрециях Pb (> 0,2%) и Ti (> 1%), также коррелирующихся с железом. На больших глубинах повышенные концентрации Co (> 0,5%) установлены в нескольких пробах к западу от подводного хребта Лайн и в Южной котловине. В приэкваториальном поясе наибольших содержаний Mn, Cu и Ni содержание Co в конкрециях на дне котловин не превышает 0,2—0,4%.

Закономерная приуроченность в пелагической области Тихого океана конкреций с максимальными содержаниями Cu и Ni к широтному поясу кремнисто-глинистых радиоляриевых илов по периферии экваториальной зоны высокой биологической продуктивности поверхностных вод позволяет предполагать косвенную связь этого явления с процессами биогенного осадконакопления. Как известно, радиоляриевые илы обладают наиболее высокой пористостью (в среднем 89%) и несколько повышенным по сравнению с пелагическими глинами содержанием органического вещества (до 0,5% $C_{орг}$). Это должно способствовать при диагенетических процессах миграции вверх Mn, а вместе с ним Cu и Ni и накоплению их в конкрециях (Железо-марганцевые конкреции..., 1976; Horn e. a., 1973b). Имеется указание на то, что скорости роста конкреций в приэкваториальном поясе радиоляриевых илов на порядок выше, чем в районах распространения эвпелагических глин (Piper, Williamson, 1976). В зонах высокой продуктивности планктона некоторую роль в транспортировке металлов на дно может играть органогенный детрит; это согласуется с тем, что в узкой экваториальной зоне абсолютные массы Cu и Ni в биогенных осадках возрастают (Boström e. a., 1973; Greenslate e. a., 1973).

Более подробные сведения о региональных колебаниях содержания главнейших металлов в конкрециях Тихого океана приведены в вышеупомянутых работах.

При детальных исследованиях на геологических полигонах получены обширные материалы, иллюстрирующие отмеченные локальные изменения содержания в конкрециях Mn, Fe, Ni, Cu и Co, а также отношения Mn/Fe на различных формах донного рельефа и глубинах океана. Некоторые отклонения от общих закономерностей выявлены на полигоне к югу от о-ва Раротонга в зоне разлома, на участке с проявлениями гидротермальной деятельности. Здесь отношение Mn/Fe в конкрециях колеблется от 0,19 до 52, а содержания Ni, Cu и Co изменяются независимо от содержания Mn и Fe и глубины образования конкреций (Скорнякова, 1976).

Аномально-высокое содержание Mn (до 50—60%) при крайне низком содержании Fe (менее 0,1%) обнаружено в рудных корках гидротермального происхождения в рифтовой зоне Галапагосского поднятия (Moore, Vogt, 1976).

По Индийскому океану сведений о химическом составе Fe-Mn конкреций опубликовано гораздо меньше (Безруков, Андрущенко, 1973; Cronan, Tooms, 1967, 1969; Cronan, Moorby, 1976; Frakes e. a., 1977; Glasby, 1972a, b; Glasby e. a., 1971, 1974; Summerhayes, Willis, 1975). По сравнению с Тихим океаном здесь наблюдается общее уменьшение максимального и среднего содержания в конкрециях и рудных корках Mn, Cu, Ni и Co и увеличение среднего содержания Fe (см. табл.).

По периферии океана максимальные концентрации Mn (более 35%) и высокое отношение Mn/Fe (до 28,5) обнаружены в отдельных пробах в Аденском заливе и близ Южной Африки и, очевидно, связаны, как и в гемипелагической зоне Тихого океана, с активизацией диагенетических процессов.

В пелагической области Индийского океана относительно высокие содержания в конкрециях Mn (15—25%, изредка более) приурочены главным образом к Центральной котловине (к югу от 10° ю. ш.) и, кроме того, местами отмечены в других котловинах. Повышенные содержания в конкрециях Ni и Cu (обоих металлов свыше 0,5%) наблюдаются также на дне глубоких котловин — Центральной, Западно-Австралийской и Южно-Австралийской, а максимальные величины (соответственно 1,37 и 1,55% при 29,36% Mn), как и в Тихом океане, обнаружены по периферии экваториальной зоны высокой биологической продуктивности — в Центральной котловине, в поясе распространения радиоляриевых илов. В этой же котловине встречены и наиболее высокие значения Zn (0,15—0,23%).

Содержание в конкрециях и рудных корках Fe в западной части океана чаще всего колеблется от 15 до 20%, а в восточной, более глубоководной,— от 10 до 15%. Как и в Тихом океане, в Индийском содержания в конкрециях Fe и Co на поднятиях дна возрастают (Co максимально до 1,0%), а Mn, Cu, Ni и Zn уменьшаются. Это подтверждено при детальных полигонных исследованиях, выполненных в 54-м рейсе «Витязя» в восточной части Индийского океана.

В Атлантическом океане, по которому аналитических данных опубликовано также мало, средние содержания в конкрециях и рудных корках Mn, Ni и Cu испытывают тенденцию дальнейшего уменьшения, а содержание Fe возрастает (см. табл.). По мнению Дж. Кронана, это связано с большим влиянием на химический состав конкреций продуктов терригенного сноса и вулканизма (Cronan, 1975). Среднее содержание Mn в конкрециях на дне котловин в пелагической области океана колеблется от 15 до 24% с наибольшими значениями в Капской котловине. Высокое содержание Ni (1,56%) обнаружено только в одной пробе из Северо-Американской котловины (Horn e. a., 1973a), а наибольшее среднее (из четырех проб) его содержание (0,95%) установлено также в Капской котловине (Cronan, 1975). Там же отмечено максимальное среднее содержание Cu (0,50%) и Zn (0,2%).

Содержание Fe в конкрециях на дне большинства котловин колеблется от 13 до 23%, а отношение Mn/Fe — от 0,7 до 1,8, т. е. оно ниже, чем в Тихом

океане. На поднятиях дна концентрация Fe обычно возрастает. Содержание в конкрециях Co в Атлантическом океане, по-видимому, несколько выше, чем в Индийском; максимальные величины отмечены также на подводных хребтах и горах.

На плато Блейк, где проводились первые экспериментальные работы по добыче конкреций, последние, судя по опубликованным данным, содержат в среднем около 15% Mn, 11% Fe, 0,4% Ni, 0,1% Cu, 0,3% Co и 0,03% Mo (Manheim, 1972).

В рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, на одном из участков дна в зоне проявления гидротермальной деятельности установлено аномально-высокое содержание в рудных корках Mn — 38,6—39,4% при незначительном содержании Fe — 0,01—0,1% (отношение Mn/Fe — 360—3600). Как и на Галапагосском поднятии (Moore, Vogt, 1976), марганцевые корки гидротермального происхождения по радиохимическим данным отличаются высокой скоростью накопления, почти на два порядка большей по сравнению с гидрогенными Fe-Mn корками (Scott M., Scott R., Rona, 1974, Rona, 1976).

§ 3. ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОКЕАНСКИХ КОНКРЕЦИОННЫХ РУД

Проблема промышленного использования глубоководных многокомпонентных марганцевых конкреций была впервые выдвинута 20 лет назад (Мего, 1959; Мего, 1969), а в последующие годы получила дальнейшее научное, техническое и экономическое обоснование и развитие. Интерес к данной проблеме в ряде капиталистических стран, особенно в США, Японии и ФРГ, обусловлен ростом потребностей в новых источниках металлов, прежде всего никеля, меди и кобальта, которыми конкреции значительно обогащены. В связи с этим за рубежом были резко расширены геологические и геофизические исследования конкреций с применением различных современных методов (включая подводную телевизионную съемку), созданы технические средства для экспериментальной их добычи, разработана технология извлечения из конкреций металлов.

Геологические исследования конкреций в США проводились в рамках одной из программ Международной декады океанографических исследований и ее части — Межуниверситетской программы. В последней принимало участие большое количество научно-исследовательских лабораторий и институтов. Обширные исследования велись также различными компаниями и фирмами.

Первые экспериментальные сборы конкреций в сравнительно крупном масштабе были проведены в 1970 г. американской компанией «Дипси Венчерс» на судне «Дипси Майнер» в Атлантическом океане, на плато Блейк, к востоку от Флориды на глубине около 760 м и в том же году группой японских компаний на судне «Чиода-Мару» в Тихом океане к северу от Таити на глубинах до 3765 м. В первом случае была применена эрлифтовая система с производительностью до 10—60 т конкреций в час, во втором — система непрерывного тросового конвейера с подвесными решетчатыми драгами. Опыт работ обоими методами был использован американскими и японскими компаниями для дальнейшего их совершенствования. Были разработаны и другие методы добычи конкреций на больших глубинах океана (Мего, 1972). Позднее рекогносцировочные геологопоисковые работы и экспериментальные сборы конкреций проводились на американском судне «Проспектор» и на других судах США, а также Японии, ФРГ и Франции главным образом в тропической зоне Тихого океана на глубинах 4000—5500 м. При этом был обследован ряд перспективных рудоносных площадей.

В настоящее время за рубежом в работах по созданию технических средств разведки, промышленной добычи, транспортировки и переработки океанских

Fe-Mn конкреционных руд участвует большое количество фирм (США, Японии, ФРГ, Франции, Великобритании, Канады, Австралии, Бельгии), объединенных в несколько крупных консорциумов. Деятельность части из них поддерживается правительствами соответствующих стран. По опубликованным данным (Archer, 1976; Pasho, 1977), США предполагают начать промышленную эксплуатацию конкреций в Тихом океане в 1980—1981 гг. Опытная добыча (свыше 1000 т) началась в 1978 г. Планы строятся из расчета ежегодной добычи конкреций от 1 до 3 млн. т с дальнейшим ростом в последующие годы. Имеется в виду извлечение из конкреций никеля, меди, кобальта, марганца, а при оптимальных условиях технологии (и дополнительных затратах), возможно, также цинка, молибдена и некоторых других металлов.

Правовые вопросы, связанные с предполагаемой разработкой минеральных ресурсов открытого океана, в течение нескольких лет обсуждались в Комитете ООН по морскому дну и на Конференции ООН по морскому праву, но пока не получили решения, в котором были бы учтены законные права и интересы всех государств (Игревский, Казмин, 1976).

Не касаясь технических, экономических и международно-правовых аспектов промышленной эксплуатации океанских конкреционных руд, приведем некоторые дополнительные сведения о геологических ее предпосылках, опираясь на данные, опубликованные в последнее время в зарубежной литературе.

Общее количество железомарганцевых конкреций на поверхности дна Тихого океана ориентировочно определялось в разные годы различными величинами — от нескольких сот миллиардов до 1,7 трлн. т (Flipse, Kaufman, 1971; Меро, 1969). Следует подчеркнуть, что все подобные подсчеты не имеют экономического значения, так как относятся к конкрециям, распространенным на колоссальной площади дна океана (многие десятки миллионов квадратных километров) и обладающим в разных его областях самыми различными показателями концентрации, продуктивности и химического состава. То же можно сказать и о подсчетах общего количества содержащихся в океанских конкрециях металлов. Практическое значение могут иметь подсчеты запасов только тех залежей конкреционных руд, которые по условиям залегания и по количественным и качественным показателям, достаточно хорошо обоснованным детальными геологическими работами, представляются перспективными для использования в обозримом будущем. Пока такие конкретные данные в литературе отсутствуют. Однако несомненно, что промышленную ценность может иметь лишь небольшая часть общих геологических запасов.

В каких же районах океанов залежи конкреционных руд в настоящее время привлекают к себе основное внимание?

Поскольку главным показателем при их оценке является прежде всего высокое содержание никеля и меди (при обилии конкреций и относительной выдержанности в пространстве рудных залежей), то в Тихом океане наиболее перспективным сейчас принято считать широтный пояс распространения медно-никелево-марганцевых конкреций, протягивающийся в северной тропической (приэкваториальной) зоне между 7—8 и 15—16° с. ш. и 120—180° з. д. Общая длина пояса более 5000 км при максимальной ширине в несколько сот километров. В пределах этого пояса конкреции, обогащенные Mn, Ni и Cu, залегают, как указывалось выше, преимущественно на кремнисто-глинистых радиоляриевых илах. Именно к данному поясу, который для краткости можно условно назвать «радиоляриевым», а главным образом к его восточной половине, расположенной к юго-востоку от Гавайских островов, между разломами Кларион и Клиппертон, в последнее время за рубежом приковано наибольшее внимание (Archer, 1976; Booda, 1976; и др.). Здесь, как уже отмечалось, в течение нескольких лет проводились относительно детальные геологические работы на судах США и некоторых других стран.

В рассматриваемом поясе конкреции развиты в основном на пологохолмистом дне южной части Северо-Восточной котловины на глубинах от 4000 до 5600 м и содержат от 22 до 35% Mn, от 0,9 до 2,0% Ni, от 0,8 до 1,8% Cu и от 0,2 до 0,4% Co. Суммарное содержание в конкрециях Ni, Cu и Co максимально достигает 3,5%, а в среднем составляет 2—2,4% (Horn e. a., 1973a; Friedrich e. a., 1973; и др.). Эти величины при продуктивности не менее 10 кг/м² (или в пересчете на сухое вещество 7,5 кг/м²) сейчас принимаются как минимальные с точки зрения экономической эффективности разработки конкреционных руд (Archer, 1976).

Хотя в пределах «радиоляриевого» пояса участки с повышенной концентрацией ($>$ 50%) и продуктивностью (не менее 5—10 кг/м²) конкреций сложно чередуются с участками дна, почти или совсем лишенными их, здесь выявлены площади с довольно устойчивыми количественными показателями (Flipse, Kaufman, 1971; Schultze-Westrum, 1973; и др.).

Согласно опубликованным в литературе ориентировочным прогнозам (но не подкрепленным конкретными геологическими материалами), в этой части океана можно ожидать нахождения от 23 до 37 (Archer, 1976), а по другим прогнозам — от 10 до 95 (Pasho, 1977) участков, пригодных для промышленной разработки конкреций. Общие запасы конкреционных руд здесь приблизительно исчисляются миллиардами тонн, но извлекаемые запасы могут составить менее 25% общих запасов (Archer, 1976). Насколько обоснованы эти подсчеты, пока судить довольно трудно.

К северу от «радиоляриевого» пояса, в области распространения эвпелагических глин, содержание в конкрециях Ni и Cu постепенно уменьшается, снижаясь севернее 20° с. ш. примерно в два раза. К югу от разлома Клиппертон, вблизи экватора, где в силу высокой биологической продуктивности вод темпы седиментации возрастают, конкреции лишь редко рассеяны. На экваторе локальные скопления конкреций были встречены только на отдельных абиссальных холмах.

В южной тропической зоне Тихого океана высокие содержания в конкрециях Ni и Cu (суммарно до 2—2,8%) отмечены в отдельных пробах к северо-востоку от архипелага Туамоту, а также в Перуанской котловине (Frazer, Arrhenius, 1972; Glasby, Lawrence, 1974). Имеется краткое упоминание о том, что, по данным одной из американских компаний, к западу от Перу конкреции местами содержат только меди более 2% (Booda, 1976). Хотя площади массового распространения конкреций в этой части океана значительно меньшие, чем в северном тропическом поясе, возможность нахождения здесь потенциально перспективных залежей не исключена.

Обширные поля конкреций, обладающих нередко высокой продуктивностью (от 10 до 70 кг/м²), как отмечалось выше, приурочены к Южной котловине Тихого океана, особенно северной ее части, близ о-вов Кука, но суммарное содержание в них Ni и Cu обычно не превышает 1—1,5%. Поэтому данный район рассматривается как малоперспективный в экономическом отношении (Glasby, 1976). По юго-восточной периферии котловины, близ подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия (между 37 и 42° ю. ш.), отмечены повышенные содержания в конкрециях Ni и Cu (суммарно до 2%); сведения о количественном распространении конкреций здесь очень скудные, хотя по отрывочным данным продуктивность конкреций местами достигает 30 кг/м². В силу удаленности от континентов и неблагоприятных метеорологических условий район этот также не может рассматриваться как перспективный.

Приантарктический пояс железомарганцевых конкреций из-за низкого содержания Ni и Cu и обилия обломочного материала ледового разноса не представляет практического интереса (Glasby, 1976).

В Индийском и Атлантическом океанах при современном состоянии знаний пока нельзя указать районы, перспективные в отношении промыш-

ленной разработки конкреций в целях извлечения из них Ni и Cu. Как и в Тихом океане, наиболее высокие их содержания (суммарно до 1—1,5%, изредка более) приурочены к глубоким котловинам. В Индийском океане это прежде всего котловины Центральная и, возможно, Западно-Австралийская и Южно-Австралийская (Cronan, Moorby, 1976; Frakes e. a, 1977), в Атлантическом — Северо-Американская и Капская (Cronan, 1975). Продуктивность конкреций в котловинах Атлантического океана в среднем значительно более низкая, чем в Тихом океане.

Если в качестве главного показателя при оценке океанских конкреционных руд принять содержание в них кобальта, то, казалось бы, наибольшее внимание могут привлечь к себе подводные горы, на которых в Тихом океане конкреции нередко содержат 1—2% Co. Однако на подобных формах рельефа распространение конкреций неравномерное, пятнистое, и условия для их разработки должны быть крайне неблагоприятны. Поэтому, по-видимому, извлекать кобальт окажется целесообразнее совместно с никелем и медью из более бедных им конкреций со дна глубоких котловин Тихого океана, обладающих относительно ровным, пологохолмистым рельефом.

Рудные корки на поверхности вулканических пород, даже обогащенные Ni, Cu и Co, лишены практической ценности, так как прочно прикреплены к субстрату.

В любом районе дна океанов промышленной оценке залежей конкреций должны предшествовать геологопоисковые и разведочные работы, включающие детальные геологическую и геофизическую съемки с применением широкого комплекса современных методов исследований.

Глава VIII

ФОСФОРИТЫ НА ДНЕ ОКЕАНОВ

Фосфориты и фосфатизированные осадки и породы известны на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов (рис. 1). Они распространены в прибрежных районах — на шельфах и верхних частях континентальных склонов и в пелагических областях, преимущественно на подводных горах (Безруков, Батурин, 1976).

На ряде островов тропической зоны и на побережьях имеются залежи гуано и метасоматических фосфоритов. Наиболее крупные месторождения островных фосфоритов (на островах Науру, Оушен, Рождества) давно разрабатываются (Hutchinson, 1950; Занин, 1975). Описание их не входит в задачи данной главы.

§ 1. ФОСФОРИТЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

На окраинах океанов фосфориты представлены преимущественно конкреционными образованиями и локализованы главным образом в пяти фосфоритоносных провинциях — Восточно-Атлантической, Западно-Атлантической, Калифорнийской, Перуано-Чилийской и Новозеландской.

Восточно-Атлантическая провинция

В пределах этой провинции фосфориты распространены в виде прерывистой полосы — от шельфа Португалии на севере до банки Агульяс на юге. Фосфориты шельфов Марокко, юго-западной Африки и банки Агульяс изучены сравнительно детально, о других в литературе имеются краткие упоминания.

Шельф северо-западной Африки составляет по геологическому строению единое целое с прилежащими районами суши (Summerhayes e. a., 1971). На шельфах Марокко и Западной Сахары фосфориты встречаются на глубинах 150—300 м и представлены слабофосфатными известковыми песками, известняками, фосфоритовыми конкрециями и конгломератами. Наиболее обогащенные фосфатными зернами пески (в районе Аль-Джадиды) содержат до 7,9% P_2O_5, а в пересчете на бескарбонатное вещество — до 20% P_2O_5. На остальной площади шельфа содержание P_2O_5 в осадках колеблется в пределах 0,11—4,6% (Summerhayes e. a., 1972).

Исследование фосфоритов под электронным микроскопом (Батурин, Дубинчук, 1975) показало, что фосфат в них преимущественно аморфный, но местами микрокристаллический, с размером кристаллитов около 0,5 мкм.

Для химического состава фосфоритов характерны: значительные колебания содержания P_2O_5 (10—23%), повышенное содержание Fe_2O_3 (6—21%), связанного с гетитом, MgO (2,9—3,7%) — с доломитом, и CO_2 (до 14%), входящего в состав кальцита и фторкарбонатапатита.

По геологическим данным, распространенные на шельфе фосфориты вымыты из пород различного возраста — позднемеловых (фосфатизированные известняки), эоценовых (фосфатные зерна, конгломератовидные фосфориты), миоценовых (глауконитовые и конгломератовидные фосфатизированные известняки).

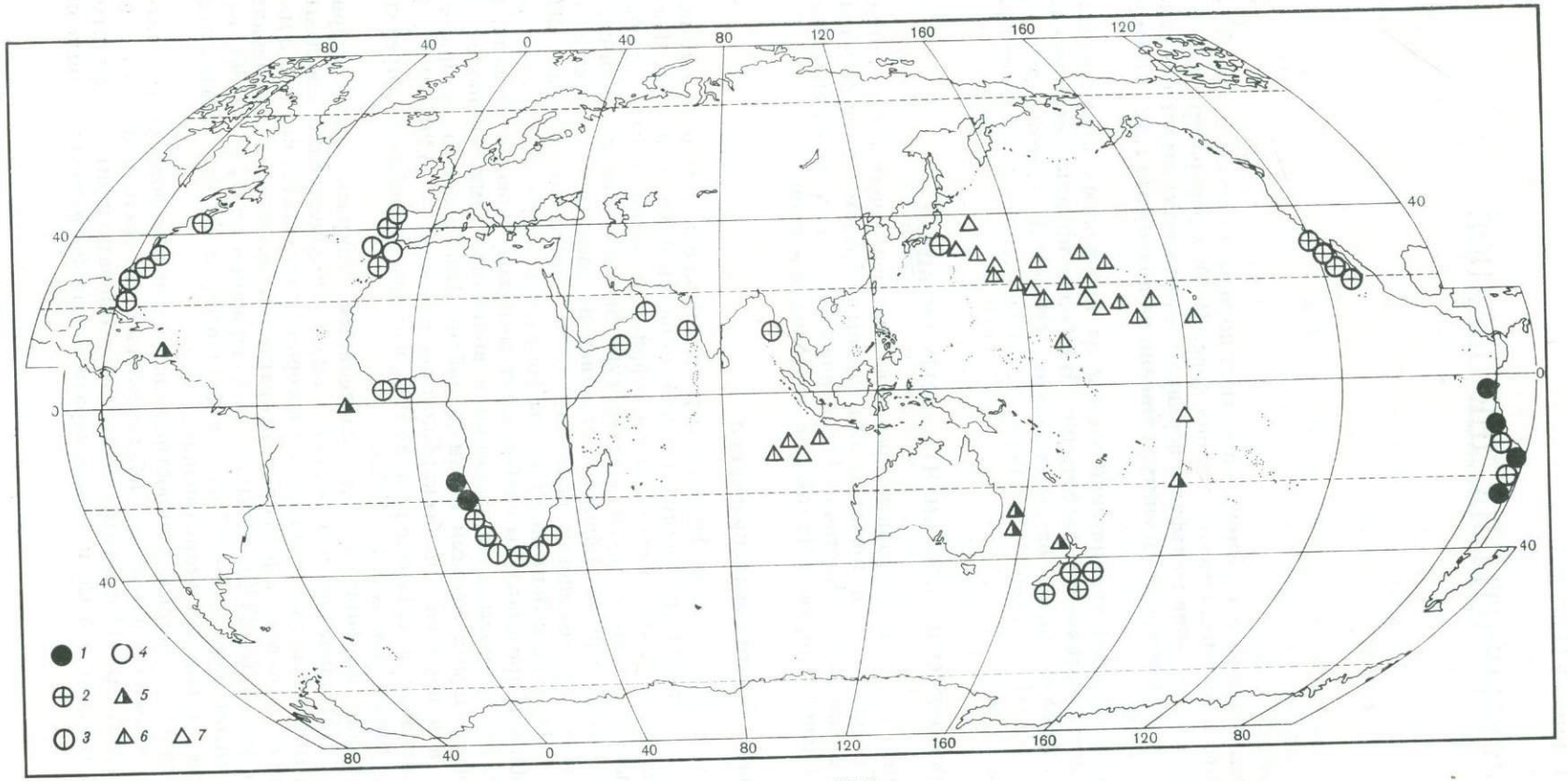


Рис. 1. Распространение фосфоритов на дне океанов (Батурин, Безруков, 1971)

1—4 — фосфориты на подводных окраинах материков; *5—7* — фосфориты на подводных горах; возраст фосфоритов: *1* — голоцен, *2, 5* — неоген, *3, 6* — палеоген, *4, 7* — мел

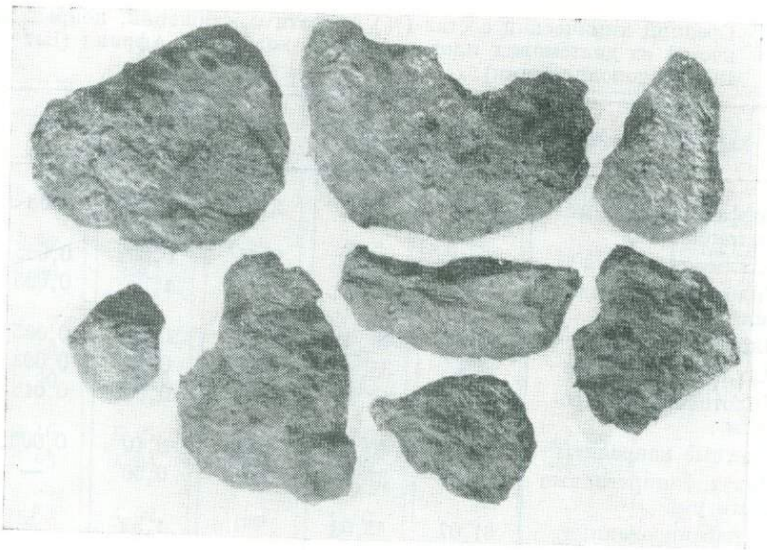


Рис. 2. Рыхлые фосфоритовые конкреции из диатомовых илов с шельфа юго-западной Африки
Натур. вел.

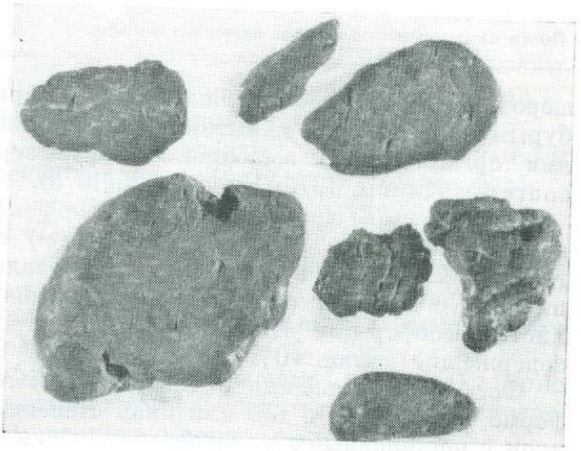


Рис. 3. Плотные фосфоритовые конкреции из диатомовых илов с шельфа юго-западной Африки
Натур. вел.

Шельф юго-западной Африки включает в себя шельф Намибии (от устья р. Кунене, 16° ю. ш., до устья р. Оранжевой, 28° 30′ ю. ш.) и западный шельф ЮАР до мыса Кейп (34° ю. ш.). На поверхности шельфа и верхней части континентального склона распространены кремнистые (диатомовые), известковые, терригенные и глауконитовые осадки. Они локально обогащены фосфатными зернами, обломками фосфатных пород и биогенным детритом. На основании изучения 90 проб (Summerhayes e. a., 1973) установлено, что наиболее крупная зона осадков с повышенным содержанием P_2O_5 располагается на шельфе и верхней части склона от 23 до 26° ю. ш. Южнее фосфатные осадки распространены в виде отдельных небольших участков.

Фосфориты представлены фосфатными песками, плитами, глыбами и крупными конкрециями в перемытых терригенно-известковых осадках, рыхлыми и уплотненными фосфатными стяжениями в диатомовых илах, фосфатизированными копролитами, костями рыб и морских млекопитающих (Батурин, 1969, 1978).

Фосфатные пески, содержащие до 6—23% P_2O_5, распространены среди слабоизвестковых и известковых осадков. Размеры фосфатных зерен чаще всего 0,05—0,25 мм, форма округлая, цвет черный, поверхность глянцевая или

Таблица 1. Средний химический состав (%) фосфатных стяжений, копролитов и костей из диатомовых илов шельфа юго-западной Африки (Батурин и др., 1970; с дополнениями)

№ п/п	Характер образца	P_2O_5	CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MnO
1	Фосфатизированный диатомовый ил	5,10	6,96	2,00	1,24	0,08	0,001
2	Рыхлые стяжения	23,85	35,92	0,45	0,80	0,005	0 001
3	Уплотненные стяжения	28,66	43,12	Сл.	1,23	0,005	0,001
4	Плотные стяжения	32,74	46,42	Не обн.	0,20	0,005	0,002
5	Рыхлые копролиты	25,85	35,67	0,02	0,14	0,003	0,003
6	Уплотненные копролиты	28,72	42,11	0,10	0,52	0,016	0,004
7	Плотные копролиты	32,40	46,13	0,02	0,10	0,003	0,001
8	Нелитифицированные кости рыб	27,88	37,85	0,14	0,50	—	Не обн.
9	Литифицированные кости[1]	31,07	43,68	Сл.	1,59	—	»

[1] Кости из терригенных осадков внешнего шельфа.

шероховатая. Среднее содержание P_2O_5 в зернах около 32,2%. Зерна сложены бурым аморфным или скрытокристаллическим фосфатом с обильными хлопьями органического вещества. Фосфат зерен представлен фторкарбонатапатитом (Сенин, 1970; Емельянов, 1973).

Плиты, глыбы и конкреции плотных фосфоритов распространены в северной (18—26° ю. ш., глубины 115—335 м) и южной частях (30—33° ю. ш., глубины 250—1000 м) района и представлены преимущественно мелкозернистыми, в меньшей степени конгломератовидными разностями. К мелкозернистым фосфоритам относятся фосфатизированные известняки и песчаники, содержащие свыше 10% P_2O_5.

Фосфатные стяжения в диатомовых илах разнообразны по размерам и форме и сложены в той или иной степени фосфатизированным диатомовым илом с постепенными переходами от мягких гелеобразных сгустков к твердым конкрециям (рис. 2—4). Промежуточные разности представлены рыхлыми и уплотненными стяжениями. Включенные в них панцири диатомей заполнены и частично замещены фосфатом, обычно с микроглобулами пирита. Основная масса представлена аморфным (мягкие сгустки) или частично микрокристаллическим фосфатом (плотные стяжения). В диатомовых илах в изобилии встречаются также рыхлые и плотные копролиты рыб и морских млекопитающих, кости и чешуя. Копролиты, как правило, фосфатизированы и обладают в отличие от конкреций волокнистой структурой. Кости также подвергаются фосфатизации; их поры заполняются фосфатом из вмещающего осадка, а гидроксилапатит костной ткани постепенно преобразуется во фторкарбонатапатит (Батурин, 1969, 1974а, 1978; Блисковский и др., 1975).

Содержание P_2O_5 в мягких комках фосфатизированного диатомового ила колеблется от 3 до 11%, в среднем 5% (табл. 1). В морфологически оформленных рыхлых стяжениях содержание P_2O_5 повышается до 20—25%, в уплотненных — до 27—29%, в твердых — до 31—33%. Содержание CaO, CO_2 и F в названном ряду фосфатных образований возрастает параллельно P_2O_5, а содержание H_2O, $C_{орг}$, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2 и S уменьшается. Аналогичная картина выявляется при рассмотрении результатов анализов копролитов. В мягких мелких копролитах, принадлежащих, видимо, рыбам, содержание P_2O_5 составляет

MgO	SiO_2	CO_2	F	$C_{орг}$	$S_{общ}$	П.п.п.	Нераств. остаток	$F:P_2O_5$
2,50	49,18	2,16	0,46	3,40	1,46	19,44	50,09	0,090
1,70	14,82	5,25	2,25	1,80	0,83	14,00	15 23	0,094
1,47	6,06	5,54	2,87	1,03	0,90	12,41	6,32	0,100
1,70	0,17	6,33	3,02	0,92	0,73	12,20	0,15	0,094
2,90	1,56	5,90	1,50	2,86	1,06	—	2,59	0,058
2,55	0,20	5,34	5,01	0,88	—	—	—	0,168
2,12	0,16	6,37	—	0,60	—	11,35	—	—
1,10	0,93	4,51	2,16	7,20	1,28	23,20	0,93	0,077
0,2	0,66	4,92	2,80	1,10	—	9,36	0,66	0,090

1—2% (Сенин, 1970), в натуральных копролитах морских животных и птиц — 4—16% (Hutchinson, 1950), в фосфатизированных рыхлых копролитах — в среднем 25,8%, в уплотненных —28,7%, в твердых —32,4%. По данным химических и термогравиметрических анализов, фосфатный минерал фосфатных стяжений и копролитов представлен фторкарбонатапатитом с содержанием P_2O_5 около 32%, F — 3% и CO_2—4% (Блисковский и др., 1975).

Плиты и глыбы фосфоритов с внешней части шельфа сформировались, судя по их структурно-текстурным особенностям, в несколько стадий и вымыты из дочетвертичных отложений, т. е. являются резидуальными. Равновесное отношение активностей содержащихся в этих фосфоритах изотопов урана показывает, что их абсолютный возраст превышает 1 млн лет (Батурин и др., 1974). Микрофауна фораминифер в фосфоритах относится, по определениям В. А. Крашенинникова, к среднему миоцену.

Плотные глазированные фосфатные зерна, местами образующие скопления среди терригенно-известковых песчано-алевритовых осадков внешнего шельфа, также являются несовременными (доголоценовыми). Хорошая сортированность их, близость медианных диаметров фосфатных и кварцевых зерен свидетельствуют о том, что пески сформировались путем перемыва зерен (во время понижения уровня океана) за счет не сохранившихся ныне доголоценовых отложений. Равновесность соотношения активностей изотопов урана в фосфатных зернах ($U^{234}/U^{238} = 1{,}00 \pm 0{,}01$, проба с глубины 225 м) показывает, что возраст песков — свыше 1 млн. лет (Veeh e. a., 1974).

Наиболее молодые из всех известных на дне океана фосфатных стяжений встречены на внутреннем шельфе юго-западной Африки (20—23° ю. ш.). Генетически связанные со стяжениями вмещающие диатомовые илы являются голоценовыми. Диатомеи, слагающие эти илы, представлены исключительно современными видами (Мухина, 1974). Абсолютный возраст илов (пробы из слоев от 0—10 до 160—203 см), определенный по радиоуглероду, находится в пределах от современного до 6600 лет (Veeh e. a., 1974).

Отношение активностей изотопов урана U^{234}/U^{238} в диатомовых илах колеблется в пределах $1{,}13 \pm 0{,}02$—$1{,}171 \pm 0{,}009$, в фосфатизированных илах — $1{,}16 \pm 0{,}02$—$1{,}169 \pm 0{,}013$, в рыхлых и плотных стяжениях из



Рис. 4. Органогенная микроструктура рыхлой фосфоритовой конкреции с шельфа юго-западной Африки

Сканирующий микроскоп, увел. 200 (Батурин, 1974)

верхнего слоя илов —1,145 ± 0,011—1,165 ± ,0009, что свидетельствует об одновозрастности (голоцен) илов и стяжений (Батурин и др., 1974; Baturin e. a., 1972; Veen e. a., 1974).

На шельфе и континентальном склоне Южной Африки под тонким слоем четвертичных осадков распространены домеловые, меловые и третичные отложения. Рыхлые осадки на поверхности дна представлены кварцевыми песками с ракушей, глауконитовыми песками и алевритово-пелитовыми илами. Для большей части осадков характерно повышенное содержание фосфора (0,25—10% P_2O_5), что связано с присутствием фосфатных зерен и фекальных пеллет (Summerhayes, 1972, 1973).

Фосфориты распространены на глубинах преимущественно от 100 до 500 м. Их форма — желваковая, плитчатая и конгломератовая, размер — от 1 × 1 см до 1,5 × 0,3 м. Желваковые фосфориты представлены фосфатизированными известняками и кварцево-глауконитовыми песчаниками (Murray, Renard, 1891; Collet, 1905; Cayeux, 1934; Parker, Siesser, 1962; Parker, 1975).

Фосфатизированные известняки сложены в основном раковинками планктонных фораминифер (40—65%), а также угловатыми зернами кварца и полевого шпата размером до 0,1 мм (1—5%), погруженными в коллофан-микритовый цемент. Часть фосфатизированных известняков ожелезнена за счет обогащения их цемента гетитом. Желваки кварцево-глауконитовых фосфоритов сложены в основном зернами глауконита и раковинками фораминифер. Цемент пород — коллофан-микритовый.

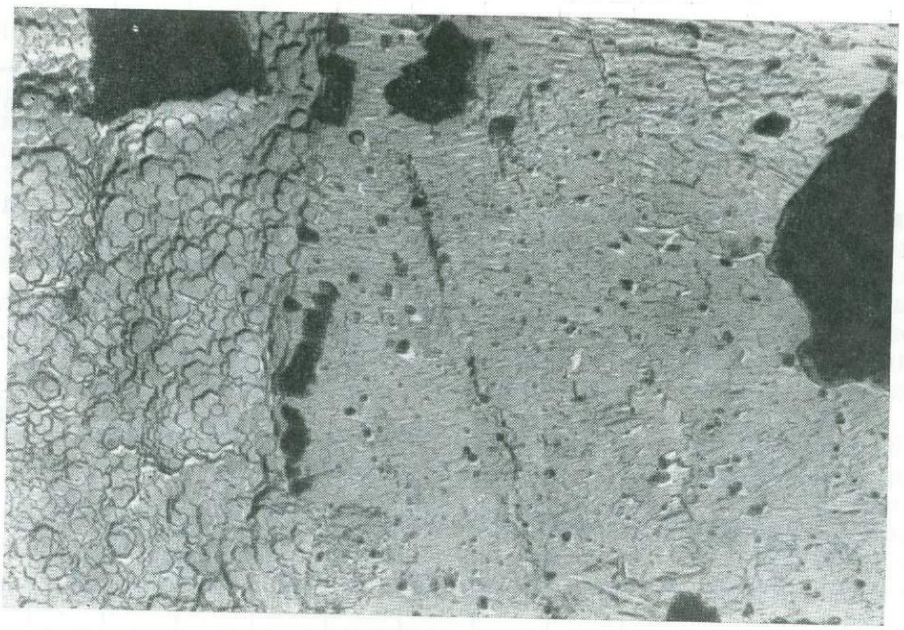


Рис. 5. Микроструктура фосфоритовой конкреции с банки Агульяс

Микрокристаллический и волокнистый фосфат. Электронный микроскоп, увел. 20 000 (Baturin, Dubinchuk, 1974)

Конгломератовые фосфориты состоят из галек и обломков фосфатизированных известняков (до 50% породы), сцементированных таким же материалом, которым сложены кварцево-глауконитовые фосфориты.

Фосфатный минерал фосфоритов представлен франколитом с повышенным содержанием CO_2 — до 5,7% (Parker, 1971; Parker, Siesser, 1972).

При исследовании микроструктур фосфоритов под электронным микроскопом (Baturin, Dubinchuk, 1974) выделены следующие разновидности фосфата: гелевидный; микрогранулярный, образующий сплошные массы и глобули диаметром 1—3 мкм; волокнистый (рис. 5, справа); ультрамикрокристаллический, образующий «рубашку» на поверхности глобул аморфного фосфата (см. рис. 5, слева); микрокристаллический, состоящий из кристаллов размером 1—3 мкм; многофазный микрогранулярный цемент, в состав которого, по данным микродифракции, входят карбонат, фосфат, кварц и слоистые силикаты.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах и фосфатизированных породах подводной окраины Южной Африки колеблется от 0,3 до 24%, CaO — от 17,7 до 50%, Fe_2O_3 — от 0,60 до 50%, SiO_2 — от 0,9 до 25% (табл. 2).

Согласно данным по изотопному составу урана, возраст фосфоритов банки Агульяс превышает 1 млн. лет (Kolodny, Kaplan, 1970). Совпадение зоны распространения фосфоритов с выходами третичных пород может свидетельствовать об их третичном (вероятно, миоценовом) возрасте. Детальное исследование фракции поверхностного слоя осадков банки Агульяс показало, что в современных условиях фосфатизация карбонатов у границы раздела вода — дно не происходит (Summerhayes, 1973).

Таблица 2. Химический состав фосфоритов (%) с шельфа и континентального склона Южной Африки

№ п/п	Характер образцов	P_2O_5	CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	MgO	SiO_2
1	Конкреции и гальки фосфатизированных известняков (среднее по 3 обр.)	14,82	47,02	1,13	1,40 (общ.)	0,18	0,06	0,01	0,97	6,20
2	То же (среднее по 4 обр.)	22,46	41,22	2,39	2,16	—	—	—	0,50	1,50
3	То же, ожелезненные (среднее по 3 обр.)	10,26	33,42	0,92	25,90 (общ.)	0,14	0,04	0,06	1,49	3,45
4	То же	12,87	39,76	2,94	15,91	—	—	—	2,29	3,02
5	Плита фосфатизированного известняка	17,50	38,04	2,54	9,00	0,12	0,12	0,50	—	4,76
6	То же	19,11	33,32	1,53	5,57	0,24	0,16	0,14	0,75	2,88
7	Фосфатизированные кварцево-глауконитовые песчаники (среднее по 3 обр.)	18,05	33,14	2,36	5,83 (общ.)	0,62	0,16	0,01	1,50	21,05
8	Фосфоритовые конгломераты (среднее по 12 обр.)	17,53	36,87	2,13	6,17 (общ.)	0,42	0,10	0,01	1,38	14,79
9	То же (среднее по 3 обр.)	16,07	36,41	1,00	5,44	—	0,11	0,01	2,71	10,0
10	Фосфоритовые брекчии (среднее по 3 обр.)	19,13	37,56	1,0	4,31	—	0,11	0,01	2,65	9,31

№ п/п	Характер образцов	Na_2O	K_2O	CO_2	F	$C_{орг}$	SO_3	П. п. п.	Нераств. остаток	P_2O_5
1	Конкреции и гальки фосфатизированных известняков (среднее по 3 обр.)	0,62	0,43	19,0	2,12	—	0,75	25,52	—	0,143
2	То же (среднее по 4 обр.)	—	—	11,45	—	—	1,70	2,25	13,80	—
3	То же, ожелезненные (среднее по 3 обр.)	0,34	0,39	14,7	1,42	—	0,52	23,24	—	0,138
4	То же	—	—	17,11	—	—	8,62	—	—	—
5	Плита фосфатизированного известняка	0,73	0,68	—	—	—	—	16,84	—	—
6	То же	—	—	5,72	2,00	0,33	—	17,26	2,88	0,105
7	Фосфатизированные кварцево-глауконитовые песчаники (среднее по 3 обр.)	0,69	2,02	6,1	2,24	—	1,10	12,70	—	0,124
8	Фосфоритовые конгломераты (среднее по 12 обр.)	0,76	1,55	9,9	2,15	—	1,12	16,40	—	0,123
9	То же (среднее по 3 обр.)	—	—	—	—	0,71	—	15,02	—	—
10	Фосфоритовые брекчии (среднее по 3 обр.)	—	—	—	—	0,71	—	13,36	—	—

Примечание. Химические анализы взяты из следующих литературных источников: № 1, 3 — Parker, Siesser, 1972; 2 — Murray, Renard, 1891; Collet, 1905; 4 — Murray, Philippi, 1908; 5 — Гершанович и др., 1972; 6 — Батурин, 1974б; 7, 8 — Parker, 1975; 9, 10 — Харин, Солдатов, 1975.

Западно-Атлантическая провинция

Западно-Атлантическая фосфатоносная провинция простирается от южной оконечности Флориды до банки Джорджес (на расстоянии свыше 1400 км) и включает в себя ряд районов, где обнаружены фосфатные пески, фосфоритовые конкреции, плиты и различные фосфатизированные породы (Murray, 1885; Emery, 1965; Emery, Uchupi, 1972).

Плато Блейк представляет собой ступень континентального склона к востоку от Флориды, расположенную на глубине 300—800 м. Фосфориты распространены в северной и западной (более мелководных) частях плато. Восточнее находится зона, где фосфориты покрыты марганцевыми корками. На глубоководной юго-восточной периферии плато распространены железомарганцевые конкреции без фосфоритов. Фосфориты и марганцевые конкреции залегают на глобигериновых известняках, иногда частично погружены в них.

Фосфориты представлены зернами, конкрециями и глыбами весом до 56 кг, а в центре плато также прослоями фосфата в железомарганцевых корках (Pratt, McFarlin, 1966; Pratt, Manheim, 1967; Hathaway, 1971). По составу это преимущественно фораминиферовые известняки, в которых присутствуют зерна глауконита и кварца. Содержание в конкрециях P_2O_5 колеблется в пределах 20,26—23,53%, CaO — 33,32—52,15%, нерастворимого остатка — 0,52—15,37%.

Судя по эродированной поверхности дна, фосфориты на плато Блейк возникли путем остаточной концентрации при размыве фосфатоносных отложений прибрежной равнины в третичное время (Pratt, Manheim, 1967).

Терраса Пуртале представляет собой выровненную эрозионную ступень шельфа южной оконечности Флориды и сложена плотными известняками. Фосфориты представлены конкрециями, конгломератами, обломками фосфатизированных известняков и фосфатизированными костями морских млекопитающих.

Сопоставление геологического строения подводной террасы Пуртале и наземной части Флориды показывает, что распространенные на террасе фосфориты являются аналогами миоценовых фосфоритов формации Боун Вэлли. О том же свидетельствует заключенная в фосфоритах микрофауна фораминифер (Gorsline, Milligan, 1963).

Близ берегов Джорджии и Северной Каролины фосфориты представлены черными твердыми желваками размером до 8 см и хорошо сортированными окатанными зернами, концентрирующимися в песках (до 14—40%), залегающих на глубинах до 30—40 м, и приурочены к отдельным участкам шельфа. Фосфатные зерна обнаружены в буровых кернах миоценовых пород и во многих других пунктах атлантического шельфа США. Происхождение фосфоритовых песков связано, по-видимому, с транспортировкой фосфатных зерен с берега реками в плиоцене и с размывом и вторичным обогащением обнажающихся на дне миоценовых отложений (Pevear, Pilkey, 1966; Lutenauer, Pilkey, 1967).

Калифорнийская провинция

Калифорнийская фосфатоносная провинция простирается вдоль западных побережий США и Мексики —от мыса Рейес (севернее Сан-Франциско) до южной оконечности п-ва Калифорния, на расстоянии свыше 2000 км.

У побережья Калифорнии (США) фосфориты встречаются на внешней части шельфа, на островных шельфах, на вершинах подводных банок и холмов, на склонах котловин. Скопления фосфоритов приурочены к участкам дна с замедленной седиментацией, а на дне котловин отсутствуют. Глубины, на ко-

торых были встречены фосфориты, колеблются от 80 до 2800 м, но в 95% случаев не превышают 330 м. Вмещающими осадками являются кварцево-слюдистые и глауконитовые пески и алевриты, реже алевритовые илы, в которых нередко присутствуют фосфатные зерна и оолиты размером 0,1—0,3 мм. Содержание P_2O_5 в этих осадках обычно не превышает 0,3—0,5%.

Фосфориты слагают зерна, плиты и разнообразной формы конкреции, обычно с плоским основанием и выпуклым верхом. Максимальные размеры фосфоритовых плит 60 × 50 × 20 см, средней диаметр стяжений — 5 см. Фосфориты представляют собой твердые породы коричневого или черного цвета. Поверхность их гладкая, глазированная. Конкреции с относительно больших глубин покрыты пленкой окислов марганца, что указывает на прекращение осаждения фосфата. Местами встречаются фосфоритовые конгломераты и брекчии, состоящие из обломков фосфоритов и других пород, скрепленных фосфатным цементом, а также кости морских млекопитающих и рыб. Фосфориты содержат фосфатные оолиты, зерна глауконита и терригенных минералов, обломки различных пород. Фосфатное вещество фосфоритов сложено коллофаном и франколитом (Dietz e. a., 1942).

Фосфоритовые конкреции содержат 20—30% P_2O_5, 37—47% CaO, 0,3—4% R_2O_3, до 10% SiO_2, 4—5,5% CO_2, 2,47—3,98% F, до 21% нерастворимого остатка. Отношение F/P_2O_5 колеблется в пределах от 0,096 до 0,130, CO_2/P_2O_5 — от 0,1373 до 0,2060.

По новейшим данным (Emery, 1960), в бассейне имели место две стадии фосфоритообразования. Первая стадия продолжалась со среднего миоцена до начала позднего миоцена, вторая — с позднего плиоцена до начала плейстоцена. Между этими стадиями (конец позднего миоцена — средний плиоцен) фосфоритообразование не происходило. Во время второй стадии миоценовые фосфориты были вновь сцементированы фосфатом. Начиная с позднего плейстоцена процесс фосфоритообразования прекратился. Это подтверждают данные по изотопному составу урана. В 22 исследованных образцах из различных районов соотношение активностей U^{234}/U^{238} находится в пределах от 0,95 ± 0,05 до 1,02±0,05, т. е. их возраст более 0,8—1 млн. лет (Kolodny, Kaplan, 1970).

На западном шельфе п-ва Калифорния (Мексика) фосфориты распространены в полосе шириной до 80 км между 24 и 26° с. ш. (D' Anglejan, 1967). На глубинах до 100 м они представляют собой хорошо сортированные зерна песчаной размерности, содержание которых достигает местами 15—40% от веса осадка. Содержание в фосфатных зернах P_2O_5 в среднем 30,2%, F —2,8%, CO_2 — 1,25—1,75%, $SiO_{2\text{аморфн}}$ — около 10%. В тонких илах, как и в карбонатных осадках, содержание фосфатного материала не превышает 5%.

По-видимому, концентрация фосфатных зерен произошла путем размыва доголоценовых отложений. Зона обогащенных фосфатными зернами песков приурочена в основном к изобате 100 м, т. е. к уровню океана во время последнего оледенения. Фосфатные пески этого типа известны и на прилежащей суше, где они залегают с несогласием на размытых миоценовых породах.

На плоских вершинах подводных банок на глубинах 100—200 м обнаружены желваки фосфатизированных миоценовых фораминиферовых известняков.

Перуано-Чилийская провинция

Фосфориты у побережий Перу и Чили распространены на шельфе и верхней части континентального склона на глубинах преимущественно 100—450 м в полосе протяженностью около 1000 миль, от 5 до 21° ю. ш. Они приурочены к терригенно-диатомовым и фораминиферовым осадкам широкого грануломет-

рического спектра — от алевро-пелитов до песков. Фосфориты представлены в целом тем же комплексом образований, что и на шельфе юго-западной Африки — мягкими, рыхлыми, уплотненными и плотными фосфатными зернами и стяжениями, фосфатизированными копролитами, костями рыб и морских млекопитающих. Размер зерен и конкреций варьирует от 0,3—0,5 до 5—10 см. Их форма разнообразна — от изометричной до неправильной, некоторые плитчатые конкреции источены сверлящими организмами.

Рыхлые и плотные конкреции близки между собой по минеральному составу и различаются лишь соотношением главных породообразующих компонентов — фосфатных, биогенных и терригенных. Большинство конкреций представляет собой фосфатизированные терригенно-диатомовые осадки, сходные по составу нефосфатного материала с вмещающими отложениями.

Конкреции содержат 20—80% терригенного материала, до 20—30% панцирей диатомей, примесь биогенного карбонатного детрита, кости рыб, фосфатные зерна, глобулы пирита. Однородный фосфатный цемент породы в основном аморфный, реже микрокристаллический. Показатель преломления фосфата в рыхлых конкрециях 1,584 ± 0,003, в уплотненных — 1,587 ± 0,003, в плотных — 1,593 ± 0,003 (Батурин и др., 1975; Батурин, Петелин, 1972).

Среди встречающихся в фосфоритовых конкрециях раковинок фораминифер одни сохранили свой первичный карбонатный состав, другие частично или полностью фосфатизированы. Вероятно, процесс их фосфатизации происходил до формирования конкреций, в состав которых фораминиферы попали совместно с зернами терригенных минералов (Burnett, 1974). Это подтверждается находками фосфатизированных фораминифер в осадках (Manheim e. a., 1975).

Плотные фосфатизированные копролиты на шельфе Чили сложены аморфным и микрокристаллическим фосфатом с большим количеством обломков костей рыб и включениями микроглобул пирита. В фосфате много пустот (5—25% поля зрения шлифов), образовавшихся, видимо, за счет газов, выделявшихся при разложении органического вещества (Батурин, Петелин, 1972).

Химический состав конкреций коррелирует со степенью их литификации (табл. 3). По мере перехода от рыхлых разностей к плотным в них возрастает содержание P_2O_5 (от 13—24 до 19—29%), CaO (от 15—30 до 31—42%), CO_2 (от 2—3 до 3—3,5%), F (от 1,3—2,1 до 2,0—2,6%). Одновременно уменьшается содержание нефосфатных компонентов, связанных с терригенным и биогенным кремнистым материалом: SiO_2 — от 19—44 до 10—30%, Al_2O_3 — от 4,4—9,0 до 2,0—5,7%.

Абсолютный возраст конкреций с шельфов Перу и Чили, определявшийся по отношению активностей Th^{230}/U^{234}, находится в пределах от 1 тыс. до 140 тыс. лет, по отношению U^{234}/U^{238} в валовом уране — от современного до 800 тыс. лет, по отношению U^{234}/U^{238} в четырехвалентном уране — от современного до 150 тыс. лет (Батурин и др., 1974; Baturin e. a., 1972; Burnett, Veeh, 1977). Диатомеи, определенные А. П. Жузе и В. В. Мухиной в нескольких образцах фосфоритов, относятся к современным видам. Таким образом, на подводной окраине Перу и Чили, как и на шельфе юго-западной Африки, распространены современные, позднечетвертичные и, по-видимому, дочетвертичные фосфориты.

Новозеландская провинция

Фосфориты вблизи Новой Зеландии распространены на подводных поднятиях Чатам, Кемпбелл и в северной части Тасманова моря. Поднятие Чатам, где установлена наиболее значительная концентрация фосфоритов, имеет

Таблица 3. Химический состав фосфоритов (%) с шельфов Перу и Чили по данным анализов методами мокрой химии (Батурин, Петелин, 1972; Батурин и др., 1975)

Образцы	P_2O_5	CaO	MgO	Fe_2O_3	FeO
			Шельф Перу		
Рыхлые конкреции (ст. 553)	17,70	30,52	2,00	2,79*	—
Уплотненные конкреции (ст. 553)	21,10	34,02	2,60	1,89*	—
Плотные конкреции (ст. 546)	21,80	34,72	2,20	2,09*	—
			Шельф Чили (ст. 250)		
Рыхлые белые конкреции	15,73	24,90	1,8	2,79	0,48
Уплотненные светло-серые конкреции	20,64	24,92	1,2	2,98	0,36
Плотные серые конкреции	25,62	38,64	1,6	1,79	0,40
Плотные черные плитчатые конкреции	26,45	35,01	0,8	2,39	0,55
Кости рыб	29,51	39,55	0,5	1,59	0,29
Позвонок кита	27,36	41,38	0,69	—	—
Фосфатизированный копролит черный	30,67	—	—	—	—
То же, серый	32,33	—	—	—	—

* Общее железо.

ширину 130 км и длину 800 км. Фосфоритоносные осадки представлены песками, состоящими из обломков кристаллических сланцев, минеральных зерен, черных фосфоритовых конкреций и раковин фораминифер. В песках преобладают средне- и мелкопесчаная фракции. Среди минеральных зерен присутствуют продукты разрушения риолитовых и андезито-дацитовых пород, а также глауконит и барит. В некоторых пробах содержание глауконита превышает 50%.

Фосфоритовые конкреции имеют неправильную форму: они угловатые или слабоокатанные. Размер их не превышает 10 см. Породы состоят из раковин фораминифер и известкового цемента, неравномерно замещенных коллофаном, с включениями зерен глауконита, кварца, биотита, обломков кристаллических сланцев.

Фосфориты содержат в среднем 21,5% P_2O_5 (табл. 4) при колебаниях от 16,19 до 25,4%. Содержание в них CaO составляет 37—53%, SiO_2 — 0,45—6,9%, CO_2 — до 9,3%, F — 2,28—3,1% (Glasby, Summerhayes, 1975; Karns, 1974).

Таблица 4. Химический состав фосфоритов с подводного поднятия Чатам (%)

Компоненты	Образцы			Компоненты	Образцы		
	1	2	3		1	2	3
P_2O_5	21,0	19,51	40,43	K_2O	—	0,57	0,53
CaO	37,5	53,31	51,25	Na_2O	1,0	0,54	0,73
MgO	—	0,50	0,49	CO_2	9,3	—	—
SiO_2	6,9	0,45	1,55	S	—	0,30	0,40
Al_2O_3	—	Нет	Нет	F	2,56	2,28	2,65
Fe_2O_3	—	1,48	2,18	П. п. п.	—	21,72	20,02
MnO	0,1	—	—	Сумма	—	100,66	100,23

Примечание. 1 — среднее из 6 анализов (Reed, 1952); 2, 3 — образцы X-45 и X-79 (Burnett, 1974).

SiO_2	Al_2O_3	CO_2	SO_3	F	$C_{орг}$	П.п.п.	Нераств. остаток	F/P_2O_5
				Шельф Перу				
24,91	6,50	3,15	0,98	1,70	—	0,87	32,71	0,096
20,33	5,48	3,57	0,99	2,02	—	9,89	26,27	0,096
19,42	4,01	4,04	—	2,30	—	—	23,62	0,106
				Шельф Чили (ст. 250)				
22,23	6,11	2,31	—	1,60	0,65	7,26	27,01	0,102
31,60	6,00	3,02	—	2,06	—	7,20	39,17	0,100
12,30	3,31	3,04	—	2,55	0,60	8,65	14,95	0,100
10,80	2,55	3,56	—	2,45	—	9,11	13,90	0,097
0,79	Не обн.	3,41	—	2,80	1,62	14,02	0,79	0,095
2,98		4,00	—	—	5,27	—	—	—
—	—	5,63	—	—	1,39	—	—	—
—	—	4,51	—	—	0,92	—	—	—

Возраст фосфоритов с поднятия Чатам, судя по условиям их залегания, дочетвертичный. Во вмещающих осадках определены миоценовые фораминиферы (Norris, 1964). Абсолютный возраст глауконита из вмещающих осадков, определенный калий-аргоновым методом, составляет 3—10 млн. лет (Cullen, 1967; Glasby, Summerhayes, 1975). Изотопы урана в фосфоритах, судя по результатам исследования 9 образцов, находятся в радиоактивном равновесии, что является показателем возраста, превышающего 0,8—1 млн. лет (Kolodny, 1969; Burnett, 1974).

§ 2. ФОСФОРИТЫ НА ПОДВОДНЫХ ГОРАХ

На подводных горах фосфориты наиболее широко распространены в Тихом океане (Hamilton, 1956; Hamilton, Rex, 1959; Безруков и др., 1969; Безруков, 1971; Heezen e. a., 1973). Они встречены на вершинах и склонах многочисленных гайотов в горной системе Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанских гор), между о-вом Маркус и Японским желобом, в Северо-Западной котловине, на банке Милуоки (Императорские горы), на гайоте Сильвания (близ Маршалловых островов), а к югу от экватора — на склоне плато Манихики, на подводной горе южнее о-ва Раротонга и в некоторых других районах. Гайоты северной части Тихого океана — это вулканические горы различного возраста. Вершины их ранее находились близ поверхности океана, были срезаны абразией и покрыты мелководными осадками. Позднее они испытали погружение. Обломки и глыбы фосфоритов и фосфатизированных известняков были подняты с глубин от 350 до 3500 м, а на большинстве гайотов — от 1000 до 2500 м.

Фосфориты подводных гор — это твердые, реже рыхлые породы белого, коричневого или зеленоватого цвета, залегающие в виде линзовидных прослоев, плит и неправильной формы тел среди более слабо фосфатизированных или совсем нефосфатизированных бентогенных (рудистовых, кораллово-водорослевых) или пелагических (кокколитово-фораминиферовых) известняков. Под микроскопом они обычно имеют реликтовую структуру этих известняков. Как правило, фосфатные породы покрыты корками гидро-

окислов Fe и Mn; на отдельных гайотах в этих корках встречены тонкие линзовидные включения или прожилки фосфата. Часто мелкие обломки фосфоритов наряду с базальтами и туфами слагают ядра железомарганцевых конкреций. Близ подножий гайотов железомарганцевые конкреции с фосфатными ядрами встречаются и на глубинах более 5000 м (явно во вторичном залегании). Со склона одного из гайотов в Северо-Западной котловине драгой была поднята с глубины около 3500 м глыба (весом более тонны) своеобразной твердой фосфатно-кремнистой породы, покрытой мощной (до 15 см) Fe-Mn коркой. Глыба состоит из чередующихся участков, сложенных халцедоном, кварцем (до 88,3% SiO_2) и фосфатом, местами с реликтовой структурой глобигеринового известняка и тонкими прослойками фторапатита.

Фосфатное вещество фосфоритов подводных гор представлено аморфным или слабо раскристаллизованным фторкарбонатапатитом. Кроме фосфоритов, при драгировках на многих горах были подняты обломки измененных, слабо фосфатизированных вулканокластических и эффузивных пород, на которых фосфориты и фосфатизированные известняки залегают, — туфобрекчий, гравелитов, песчаников, базальтов; фосфат заполняет в них трещины и

Таблица 5. Химический состав фосфоритов с подводных гор Тихого (пробы 1—8) и Индийского (проба 9) океанов (Безруков и др., 1969; Батурин, Безруков, 1976)

Компоненты	Ст. 6002 — 12	Ст. 6002 — 12/27	Ст. 6004 — 1/2	Ст. 6017 — Г — 9	Ст. 6265 — Г — 1	Ст. 6333	Ст. 6348 — 1/7	Ст. 6358 — 2/3	Ст. 6754
	20°41,7′ с. ш. 170°52,9′ з. д.	20°41,7′ с. ш. 170°52,9′ з. д.	22°08′ с. ш. 175°22,2′ в. д.	27°50,6′ с. ш. 177°18,1′ в. д.	26°58,6′ с. ш. 177°18,1′ в. д.	12°54′ ю. ш. 160°44′ з. д.	18°31′ с. ш. 175°06′ з. д.	18°37′ с. ш. 171°38′ в. д.	15°45,3′ ю. ш. 69°56,4′ в. д.
	Глуб. 1930 м	Глуб. 1930 м	Глуб. 1375 м	Глуб. 3300 м	Глуб. 2750 м	Глуб. 3620 м	Глуб. 1040 м	Глуб. 2450 м	Глуб. 3689 м
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P_2O_5	31,97	18,26	31,06	31,47	26,10	29,42	31,60	30,30	27,80
CaO	44,91	36,19	48,37	49,07	41,44	46,48	48,72	47,46	45,35
MgO	1,20	2,95	2,10	1,35	1,20	0,40	0,60	1,00	1,40
SiO_2	—	—	—	—	19,25	4,89	—	—	—
Al_2O_3	0,55	3,77	1,11	0,55	3,06	1,72	0,25	0,79	2,29
Fe_2O_3	0,49	4,97	0,99	0,79	2,09	1,29	0,39	1,19	1,39
TiO_2	—	—	—	—	0,16	0,02	0,005	0,016	—
MnO	—	—	—	—	0,40	0,13	0,26	0,50	—
Na_2O	—	—	—	—	0,95	1,82	2,16	2,00	—
K_2O	—	—	—	—	0,90	0,30	0,15	0,30	—
CO_2	4,15	8,34	4,87	4,25	3,58	3,50	4,90	4,75	3,55
F	3,44	1,82	3,32	3,11	2,83	3,29	3,87	3,89	2,58
$C_{орг}$	—	—	—	—	0,12	0,18	0,25	0,19	—
П.п.п.	6,72	13,95	7,17	5,89	7,32	7,12	8,38	8,42	—
Нераств. остаток	0,12	13,46	0,31	1,35	11,16	5,30	0,13	0,33	6,95

Примечание. 1 — плотный фосфорит (ядро конкреции); 2 — рыхлый фосфорит (ядро конкреции); 3 — слоистый фосфорит (ядро конкреции); 4 — плотный фосфорит из глыбы фосфатно-кремнистой породы; 5 — фосфоритовый конгломерат; 6 — включение белого фосфорита в гравелите; 7 — плотный фосфорит; 8 — линза фосфорита в железомарганцевой корке; 9 — белый рыхлый фосфорит.

поры, цементирует обломки пород, как правило, замещая участки карбоната со структурой фораминиферового ила. Местами в порах базальта встречаются цеолиты, хлорит, барит, кристобалит. Плотные разности наиболее чистых фосфоритов содержат до 32% P_2O_5 и до 3,44% F (табл. 5), а измененные базальты с порами, заполненными фосфатом,— от 1,4 до 11,4% P_2O_5.

Изучение фосфоритов в шлифах показывает, что фосфоритообразование происходило в основном путем замещения фосфатом карбоната кальция известняков, причем этот процесс протекал в несколько этапов в геологической обстановке, резко отличающейся от современных условий залегания фосфоритов на дне.

На подводных горах в Тасмановом море обнаружены фосфатизированные известняки, также покрытые железомарганцевыми корками (Slater, Goodwin, 1973).

В Атлантическом океане фосфориты близкого типа были найдены в Карибском море в карбонатных породах на поднятии Авес на глубинах от 620 до 730 м (Marlowe, 1971).

В Индийском океане фосфориты и фосфатизированные породы были обнаружены на нескольких подводных горах в Западно-Австралийской котловине (Безруков, 1973). Обломки и глыбы известняков с линзовидными прослойками плотного белого или рыхлого коричневатого фосфорита были подняты с глубин от 1500 до 3680 м. Содержание в них P_2O_5 максимально достигает 32,5%.

Возраст фосфоритов подводных гор устанавливается на основании определения содержащихся в них остатков макро- или микрофауны (рудисты, кораллы, фораминиферы и др.) или наннопланктона. Возраст слагающих подводные горы базальтов колеблется от раннего мела до неогена. Датирование заключенных в фосфоритах (с различных групп этих гор) органических остатков позволило выделить ряд возрастных комплексов: меловой, эоценовый и миоцен-плейстоценовый (Батурин и др., 1977; Hamilton, 1956; Hamilton, Rex, 1959; Heezen e. a., 1973; Shiki e. a., 1974; Slater, Goodwin, 1973).

§ 3. О ГЕНЕЗИСЕ ОКЕАНСКИХ ФОСФОРИТОВ

Вопрос о генезисе фосфоритов на шельфах современных океанов и в бассейнах геологического прошлого является темой дискуссий свыше 100 лет. Известны три основные гипотезы фосфоритообразования: биогенная, хемогенная и вулканогенная.

При всем разнообразии вариантов биогенной гипотезы их сущность заключается в признании решающей роли накопления на дне органических остатков, обогащенных фосфором, а затем его диагенетического перераспределения (Murray, Renard, 1891; Самойлов, 1912; Архангельский, 1927; Бушинский, 1966).

Согласно хемогенной гипотезе, фосфоритообразование обусловлено химическим осаждением фосфата кальция из морских вод, поступающих на шельф из глубин океана (Казаков, 1937). Одним из современных вариантов хемогенной гипотезы можно считать схему фосфатизации находящихся на дне карбонатов при их контакте с обогащенными фосфором придонными водами (Ames, 1959).

Основой вулканогенной гипотезы является представление о поступлении фосфора в океан из недр земли и осаждении его либо вблизи от вулканических очагов, либо на более или менее значительном удалении от них (Шатский, 1955; Дзоценидзе, 1969; Бродская, 1974).

Обосновывалось также мнение об эпигенетической природе фосфатизации (Еганов, 1974) и предлагался ряд «промежуточных» вариантов, включающих в себя элементы основных гипотез.

Обзор материалов по распространению, составу, геохимии и фациальной обстановке нахождения фосфоритов на шельфах океанов, по современному фосфоритообразованию и морской геохимии рассеянного фосфора позволяет подойти к вопросу о генезисе фосфоритов с новых актуалистических позиций. Позднечетвертичное и, по всей видимости, дочетвертичное фосфоритообразование на шельфах океанов складывается из пяти этапов, следующих один за другим в определенной последовательности, но частично совмещенных во времени и пространстве и обеспечивающих переход от кларковых к рудным накоплениям фосфора. Этими этапами являются: поставка фосфора на шельф океанскими водами; потребление фосфора организмами; осаждение его на дно в составе биогенного детрита; диагенетическое перераспределение рассеянного фосфора в осадках; вторичное обогащение за счет перемыва фосфатных осадков.

В зонах современного океанского фосфоритообразования, где отсутствуют как речной сток, так и подводные гидротермальные проявления, единственным источником фосфора являются сами океанские воды. Поступая с глубин 100—300 м со средней скоростью 1 м/сут. (Wooster, Reid, 1963), эти воды ежегодно поставляют на шельфы юго-западной Африки, Перу и Чили около 10 млн. т растворенного фосфора — на порядок больше, чем все реки приносят с континентов в Мировой океан.

Приток фосфора обеспечивает высокую биологическую продуктивность шельфовых вод. Величина первичной продукции достигает здесь 11,7 г $C_{орг}$/м^2/сут (Ryther e. a., 1971), что соответствует потреблению фитопланктоном 0,3 г растворенного минерального фосфора. При средней величине первичной продукции 4 г $C_{орг}$/м^2/сут и площади зон подъема вод у побережий юго-западной Африки, Перу и Чили порядка 300 тыс. км^2 фитопланктон потребляет практически весь поступающий сюда фосфор, что уже само по себе исключает возможность хемогенного осаждения фосфата кальция из водной толщи. Гидрогенный фосфор осаждается здесь в составе биогенного детрита — остатков фито- и зоопланктона, капролитов, костей, чешуи. При этом благодаря активной регенерации фосфора в водной толще и на поверхности дна в осадках шельфов захороняется не более 1—2% фосфора, участвующего в биологическом круговороте, т. е. не более 300 мг P/м^2/год.

При распаде органического вещества в ходе диагенетических процессов происходит освобождение и минерализация фосфора, который накапливается в поровых водах восстановленных осадков шельфов до 8—9 мг/л (Батурин, 1972). Благодаря происходящему при этом пересыщению раствора фосфатом кальция последний активно осаждается на разнообразных по составу компонентах осадков, у поверхности которых происходит микрозональное подщелачивание среды за счет выделения аммиака, растворения карбонатов или бактериальной активности, в частности, сульфат-редукции. В осадке образуются фосфатные гели, масса которых наращивается благодаря диагенетическому перераспределению фосфора путем его диффузии в поровых водах. В процессе литификации, кристаллизации и самоочистки фосфата эти гели постепенно преобразуются в плотные фосфатные зерна и желваки.

Но сам по себе процесс раннедиагенетического формирования фосфоритовых конкреций не обеспечивает образования фосфоритовых руд: конкреции являются рудными микроцентрами на фоне основной безрудной массы, содержащей в среднем не более 0,5—1% P_2O_5. На современных шельфах океана процесс сгруживания конкреций в слой, линзу или пласт происходит только путем перемыва вмещающих тонкозернистых осадков волнами или течениями и выноса из них легких нефосфатных фракций. Обычно это происходит при понижении уровня Мирового океана, многократно колебавшегося с большой амплитудой, например в плейстоцене — в пределах от — 200 до + 120 м (Менард, 1966). При очередном повышении уровня океа-

на образовавшийся в прибрежной зоне фосфоритовый концентрат перекрывался новым слоем биогенных осадков с повышенным содержанием рассеянного фосфора, и весь цикл мог повторяться вновь. При этом в результате продолжения диагенетического перераспределения фосфора формировались крупные конкреции, глыбы и плиты фосфоритов, сложенные фосфатом нескольких генераций, с включениями разнообразного по составу и генезису нефосфатного материала.

Таково основное направление процесса фосфоритообразования на шельфах четвертичного, третичного и, вероятно, более древнего океана.

Вопрос о генезисе фосфоритов на подводных горах менее ясен. Судя по всем геологическим и геохимическим данным, они образовались в мелководных условиях. Возможно, что одни из них (третичные — плейстоценовые) сформировались, подобно островным, за счет отложений гуано, другие — за счет поступления фосфора из морской воды и замещения карбоната известняков фосфатом; некоторую роль в перераспределении фосфата местами могли играть вулканогенные гидротермы.

§ 4. ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОКЕАНСКИХ ФОСФОРИТОВ

Геологические запасы фосфоритов на дне океана значительны, но дать их общую оценку пока невозможно. Имеются лишь ориентировочные данные по отдельным районам.

Подсчитано, что запасы P_2O_5 в фосфатных осадках банки Агульяс составляют 140 млн. т, шельфа северо-западной Африки — 430 млн. т, шельфа юго-западной Африки — 4 млрд. т, мексиканского шельфа Калифорнии — от 1,5 до 4 млрд. т (Summerhayes, 1973; Summerhayes e. a., 1972, 1973; D'Anglejan, 1967). Запасы фосфоритов на плато Чатам оцениваются в 200 млн. т. (Karns, 1974), у побережья штата Калифорния (США) — в 1 млрд. т (Emery, 1960). Вероятно, не менее значительны запасы фосфоритов на шельфе Джорджии (Furlow, 1969).

Перспективы практического использования океанских фосфоритов в каждом из районов их распространения зависят от их количества на единицу площади, условий залегания, качества, общих запасов, развития глубоководной техники, темпов роста потребностей в фосфатном сырье. В целом практическое использование океанских фосфоритов является делом будущего, хотя в отдельных шельфовых районах проводилась пробная добыча и технологические испытания фосфоритов, давшие, как полагают, обнадеживающие результаты (Karns, 1974; Summerhayes, 1973).

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г. П., Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.

Авдейко Г. П., Пономарев Г. П., Скрипко К. А. К проблеме петрогенеза спилитов и родственных им пород.— В кн.: Магмообразование и вулканические процессы. М., «Наука», 1977.

Авдейко Г. П., Симбирева И. Г. Новая глобальная тектоника, геосинклинальный процесс и вулканические пояса.— В кн.: Глубинное строение и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 9.

Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. М., Изд-во Геол. ком., 1927.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Астафьев В. П., Муромцева В. А., Фрейманис А. А. Геотермическая характеристика Балтийской синеклизы.— Труды ВНИГРИ, 1975, вып. 369.

Атлантический океан. Справочная карта. Масштаб 1 : 20 000 000. М., ГУГК, 1977.

Атлас Антарктики, т. 1. М., ГУГК, 1966.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. IV. М., ГУГК, 1967.

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., «Мир», 1973.

Афанасьева М. М., Родникова Р. Д. Нефть и газ Юго-Восточной Азии и Океании.— Геол. нефти и газа, 1975, № 5.

Багир-Заде Ф. М., Буряковский Л. А. Основы морской нефтегазовой геологии. Баку, «ЭЛМ», 1975.

Балашов Ю. А., Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. Особенности распределения редкоземельных элементов и иттрия в коренных породах океанического дна.— Геохимия, 1970, № 6.

Батурин Г. Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа юго-западной Африки.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.

Батурин Г. Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Батурин Г. Н. Фосфор в иловых водах осадков юго-восточной Атлантики.— Океанология, 1972, т. XII, вып. 6.

Батурин Г. Н. О геологических последствиях массовых заморов ихтиофауны в океане.— Океанология, 1974а, т. XIV, вып. 1.

Батурин Г. Н. О химическом составе океанских фосфоритов.— Труды Гос. ин-та горно-хим. сырья, 1974б, вып. 30.

Батурин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М., Атомиздат, 1975.

Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океана. М., «Наука», 1978.

Батурин Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на дне океанов.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Батурин Г. Н., Блисковский В. З., Лисицын А. П. Верхнечетвертичные фосфоритовые конкреции побережья Перу.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 3.

Батурин Г. Н., Блисковский В. З., Минеев Д. А. Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4.

Батурин Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры фосфоритов с шельфа Марокко.— Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горно-хим. сырья, 1975, вып. 30.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 3.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.

Батурин Г. Н., Меркулова К. И., Чалов П. И. Абсолютный возраст океанских фосфоритов по неравновесному урану.— Геохимия, 1974, № 5.

Батурин Г. Н., Петелин В. П. Конкреции фосфоритов на шельфе Чили.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.

Батурин Г. Н., Розанова Т. В. О проявлениях рудной минерализации в рифтовой зоне Индийского океана.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. II. М., «Наука», 1972.

Батурин Г. Н., Шуменко С. И., Дубинчук В. Т. Кокколитофориды в фосфоритах с подводных гор северо-западной

части Тихого океана.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 1.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32.

Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— Труды Океаногр. комис., 1962, т. 10, вып. 3.

Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1964, т. 64.

Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане.— В кн.: Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Безруков П. Л. О связи полезных ископаемых дна океанов с тектоническими структурами.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.

Безруков П. Л. Основные научные результаты 54-го рейса нис «Витязь» в Индийском и Тихом океанах (февраль — май 1973).— Океанология, 1973, т. XIII, вып. 5.

Безруков П. Л. Железо-марганцевые конкреции.— Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., ГУГК, 1975.

Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.

Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимии железо-марганцевых конкреций Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9.

Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.

Безруков П. Л., Батурин Г. Н. Литология и возраст океанских фосфоритов. В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976.

Безруков П. Л., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Романкевич Е. А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1. М., «Наука», 1972.

Безруков П. Л., Канаев В. Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.

Безруков П. Л., Кашинцев Г. Л. Ультраосновные и основные породы Западно-Австралийской котловины (Индийский океан).— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Океанский седиментогенез (по новой карте осадков Тихого океана).— В кн.: Геология и геофизика моря. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1972.

Безруков П. Л., Петелин В. П. Донные осадки глубоководных желобов западной части Тихого океана.— Труды Океаногр. комис., 1962, т. 10, вып. 3.

Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972.

Блажчишин А. И. Минеральный состав донных осадков.— В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, «Мокслас», 1976.

Блисковский В. З., Батурин Г. Н., Кузьмина Т. С. О фосфатном веществе некоторых фосфоритов со дна океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество во взвеси и в донных осадках Мирового океана.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.

Богданов Ю. А., Плошко В. В. Магматические породы глубоководной впадины Романш.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4.

Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Ботвинкина Л. Н. Ритмит — особый текстурный тип пород смешанного состава.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.

Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма.— Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 263.

Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., «Наука», 1974.

Бурков В. А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М., «Наука», 1972.

Бурков В. А., Монин А. С. Циркуляция Мирового океана.— В кн.: *Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г.* Изменчивость Мирового океана. Л., Гидрометеоиздат, 1974.

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И. и др. Признаки эксгалятивной деятельности в осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.

Бушинский Г. И. О происхождении мор-

ских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.

Вайн Ф., Метьюз Д. Магнитные аномалии под океаническими хребтами.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.

Васильев Ю. Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона.— В кн.: Петрология ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972.

Васильев Ю. Р., Велинский В. В., Дмитриев А. Н. Количественная оценка различий химических составов гипербазитов с помощью логико-дискретного анализа.— Геол. и геофиз., 1971, № 6.

Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.— Новости нефтяной техники. Сер. геол., 1960, № 4.

Вассоевич Н. Б. Уточнение понятия о возрасте нефти.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6.

Вассоевич Н. Б., Корчалина Ю. И., Лопатин Н. В. и др. Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 6.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1.

Величко Е. А., Кузнецов Ю. Я., Левин Л. Э. и др. Основные результаты и тенденции развития работ по освоению минеральных ресурсов Мирового океана.— Труды науч.-исслед. лаб. геол. зарубеж. стран, 1974, вып. 27.

Венинг-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.

Вольф К. Х., Чилингар Дж., Билес Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков.— В кн.: Карбонатные породы. М., «Мир», 1971.

Воронков Ю. С., Карнюшина Е. Е., Горшков В. И. Новые данные к оценке перспектив нефтегазоносности меловых отложений юго-западной Камчатки.— Геол. и геофиз., 1973, № 12.

Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Азерб. гос. изд-во, 1965.

Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Верховская З. И. Углеводородные газы донных осадков Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1976, т. 220, № 6.

Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф. Геолого-геохимические аспекты оценки перспектив нефтегазоносности акваторий.— Сов. геология, 1972, № 10.

Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф. Особенности нефте- и газообразования под дном акваторий.— В кн.: Горючие ископаемые. Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976.

Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф., Пиляк В. Л. Особенности катагенетического преобразования рассеянного органического вещества в регионе Охотского моря.— Сов. геология, 1977, № 1.

Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1 : 10 000 000. Л., 1973.

Геологический словарь, т. 1, 2. М., «Недра», 1973.

Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III. М., «Наука», 1974.

Гершанович Д. Е., Авилов И. К., Зарихин И. П. Донные осадки подводных окраин материков в Южной Атлантике.— Труды ВНИРО, 1977, т. 75.

Гипп С. К. Проявление подводного вулканизма в районе Азорских островов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1962, т. 56.

Гипп С. К. Некоторые особенности минералогического состава глубоководных отложений Атлантического океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1964, т. 68.

Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.

Горбунова З. Н. Глинистые и сопутствующие им минералы в донных осадках Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1962, т. 61.

Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 2.

Горбунова З. Н. Рентген-диффрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.

Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.

Горбунова З. Н. Состав глинистых минералов гидротермально измененных и смежных с ними осадков дна Южной котлови-

ны Тихого океана.— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 1.

Горбунова З. Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 5.

Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы в поверхностном слое осадков восточной части Тихого океана.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования, № 29. М., «Наука», 1976.

Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Горшков Г. С. Вулканы Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Горшков Г. С. Новая глобальная тектоника и вулканизм.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Градусов Б. П. Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А., Корыткова Э. Н., Чигарева О. Г. Синтетические амфиболовые асбесты. Л., «Наука», 1975.

Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Грин Д. Х. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Гурвич Е. Г., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Поведение бария в современном осадконакоплении в Тихом океане. Сообщения 1—2.— Геохимия, 1978, № 3.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.

Дзоценидзе Г. С., Махинин Е. К. Вулканокластические продукты и проблемы их эволюции.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974.

Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.

Дикенштейн Г. Х., Глушко В. В., Соловьев Б. А. и др. Месторождения нефти и газа Северо-Западноевропейской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1975.

Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966.

Дмитриев Л. В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. I. М., «Наука», 1972.

Дмитриев Л. В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1973.

Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта.— В кн.: Исследование по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. II. М., «Наука», 1972.

Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Фарафонов М. М. Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2.

Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Харин Г. С., Куренцова Н. А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. III. «Наука», 1974.

Дурмишьян А. Г. К вопросу об уплотнении глинистых пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.

Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.

Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск, «Наука», 1974.

Емельянов Е. М. Состав слабофосфатных и фосфатных осадков шельфа Западной Африки.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1973, т. 95.

Емельянов Е. М. Аморфный кремнезем в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 6.

Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В. Типы осадков Атлантического океана.— Калининград, 1976.

Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Особенности вещественного состава донных осадков шельфа юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.

Ерощев-Шак В. А. Каолинит в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1961а, т. 137, № 3.

Ерощев-Шак В. А. Иллит в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1961б, т. 137, № 4.

Железо-марганцевые конкреции Тихого

океана. М., «Наука», 1976. (Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 109).

Живаго В. Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами.— В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М., «Наука», 1974.

Живаго В. Н., Серова В. В. Минералогия эоловой взвеси над центральными районами Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

Занин Ю. Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, «Наука», 1975.

Захаров Л. А. Климатическая зональность и современное осадкообразование на Атлантическом шельфе Южной Америки. Автореф. канд. дис. М., 1975.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967. (Труды Ин-та вулканол., вып. 24).

Зеленов К. К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Золотарев Б. П. 45-й рейс «Гломара Челленджера».— Природа, 1976, № 11.

Золотарев Б. П., Кравченко С. М., Соболев С. Ф. О корреляции содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.

Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, 1971, № 6.

Иванов М. В., Лейн А. Ю., Кашпарова Е. В. Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого океана.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.

Игревский В. И., Казмин Ю. Б. Некоторые аспекты разведки и разработки ресурсов морского дна.— Сов. геология, 1976, № 5.

Ильин А. В., Шурко И. И., Богоров Г. В. О распространении железо-марганцевых конкреций в районе островов Зеленого Мыса (Атлантический океан).— Океанология, 1975, т. XV, вып. 4.

Индийский океан. Справочная карта. Масштаб 1 : 15 000 000. М., ГУГК, 1976.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Кадунене Е. Ф., Сакалаускас К. А. Катагенетическое преобразование рассеянного ОВ силурийских отложений Южной Прибалтики.— Геол. нефти и газа, 1975, № 10.

Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969.

Калятин О. А. О главной зоне нефтеобразования в кайнозойских отложениях Западно-Туркменской впадины.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 1.

Канаев В. Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана.— В кн.: Геология дна океанов и морей. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. М., «Наука», 1964.

Канн Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973а.

Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород океана. М., «Мир», 1973б.

Кашинцев Г. Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана.— Океанология, 1973, т. XIII, вып. 5.

Кашинцев Г. Л. Петрохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов на дне океана.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 2.

Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б. Новые данные о базальтах Восточно-Индоокеанского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6.

Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б. Магматические породы восточной части Индийского океана.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 5.

Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным.— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 1.

Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.

Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г. Первичная продукция планктона в Мировом океане.— В кн.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука», 1971.

Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.

Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рей-

са 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Крашенинников Г. Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971.

Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связи с географической средой. М., «Наука», 1965.

Кругликова С. Б. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. Я., Левин Л. Э., Маловицкий Я. П. и др. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970.

Курносов В. Б., Мурдмаа И. О. Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.

Курносов В. Б., Шевченко А. Я., Юдина Г. А. О происхождении глинистых минералов в обломках вулканического стекла морских и океанических осадков.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3.

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.

Лавренчик В. Н. Глобальные выпадения продуктов ядерных взрывов. М., Атомиздат, 1965.

Лавров В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Лавров В. М. Современный подводный вулканизм Срединного Атлантического хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.

Левин Л. Э. Некоторые теоретические вопросы сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности современной системы впадин Мирового океана.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. М., «Недра», 1970.

Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.

Лейн А. Ю., Логвиненко Н. В., Волков И. И., Трубин А. И. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных осадков Калифорнийского залива. —Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2.

Лейн А. Ю., Кудрявцева А. И., Матросов А. Г., Зякун А. М. Изотопный состав соединений серы в осадках Тихого океана.— В кн. Биогеохимия лиагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.

Лисицын А. П. Морские ледовые отложения современных полярных областей и эпох оледенения и их значение в палеогеографии.— Междунар. геогр. конгр., XIX сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1961а.

Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961б.

Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана.— Океанологические исследования, 1964, № 10.

Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966а.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966б.

Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, т. XI, вып. 6.

Лисицын А. П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана.— Вестн. АН СССР, 1973, № 9.

Лисицын А. П. Возраст и состав базальтового ложа океанов.— Докл. АН СССР, 1974а, т. 217, № 3.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974б.

Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации.— Литол. и геохим. М., «Наука», 1978.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О. и др. Металлоносные осадки и их генезис.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования, 1976, № 29.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Современные методы изучения геоморфологии осадков дна морей Антарктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6.

Лисицын А. П., Петелин В. П. Современные карбонатные осадки холодноводных морей.— Бюл. МОИП, 1953, т. 28, вып. 2.

Лисицына Н. А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания разных климатических зон.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Бутузова Г. Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан.— В кн.: Палеонтология, морская геология. Междунар. геол. конгр., XXV сес-

сия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.

Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.

Логвиненко Н. В. К проблеме глауконитообразования в океанах.— В кн.: Палеонтология, морская геология. Междунар. геол. конгр., XXV сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.

Логвиненко Н. В., Волков И. И., Соколова Е. Г. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.

Логвиненко Н. В., Марченко В. И. Фации геологические (осадочные).— В кн.: Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1973.

Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкезич Е. А. Аутигенные минералы современных осадков Тихого океана у берегов Чили и Перу.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.

Ломова О. С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.

Луканин О. В. Влияние давления воды на смещение полей кристаллизации в системе Fo—Di—An.— В кн.: Тезисы научной конференции молодых специалистов. М., Изд-во МГУ, 1970.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1. Современные вулканы. М., «Наука», 1971.

Любимова Е. А., Томара Г. А., Власенко В. И. Первые данные по изучению тепловых потоков через дно Каспийского моря.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 4.

Макаренко Г. Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 6.

Малахов И. А. Средний состав ультраосновных пород Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. II. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1969.

Малеев Е. Ф. Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орогенных областях.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974.

Маракушев А. А. Факторы магматической эволюции.— В кн.: Петрографические доклады. М., Изд-во МОИП, 1972.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры.— В кн.: Проблемы развития земной коры и верхней мантии. М., Изд-во МГУ, 1973.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К. Предбиологические соединения в пепле вулкана.— Природа, 1974, № 8.

Мархинин Е. К., Подклетнов Н. Е., Збруева А. И. Аминокислоты, углеводороды и другие органические соединения в ювенильном вулканическом пепле.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 6.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.

Матвеенков В. В. Магматические породы подводной горы Центрально-Тихоокеанского поднятия.— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 6.

Матвеенков В. В. Типы магматических пород поднятия Уэйк-Неккер (Центрально-Тихоокеанского).— В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане., М., ВИНИТИ, 1975.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.

Мелсон У. Г., Темпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород океана. М., «Мир», 1973.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Менард Г. У. Глубоководное дно океана.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.

Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.

Мехтиев Ш. Ф., Геодекян А. А., Цатурянц А. Б. и др. Геотермия нефтегазоносных областей Азербайджана и Туркмении. М., «Наука», 1973.

Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Муравьев В. И. О глинообразовании в океанских осадках юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.

Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов.— Литол. и полезн. ископ., 1968а, № 5.

Мурдмаа И. О. О связи современного осадкообразования с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока.— В кн.: Тектоника Дальнего Востока и

прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968б.

Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Мурдмаа И. О. Фации современные морские. В кн.: Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1973.

Мурдмаа И. О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов.— В кн.: Палеонтология, морская геология. Междунар. геол. конгр., XXV сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.

Мурдмаа И. О., Безруков П. Л., Богданов Ю. А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе.— В кн.: Фауна глубин Курило-Камчатской впадины. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1970, т. 86.

Мурдмаа И. О., Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л. и др. Извержение подводного вулкана Метис и его влияние на осадкообразование.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5.

Мурдмаа И. О., Демиденко Е. Л., Курносов В. Б., Фаустов С. С. О составе и скоростях накопления глинистых осадков в Филиппинском море.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 3.

Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в современных осадках морей и океанов.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.

Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.

Мурдмаа И. О., Розанова Т. В. Донные отложения впадины Хесса.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования, № 29, 1976.

Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Вулканогенно-обломочные породы ложа Тихого океана.— В кн.: Геология и геофизика моря. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1972.

Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой лавы.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.

Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фациальная обстановка распространения железо-марганцевых конкреций в Тихом океане.— В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 109.

Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Мухина В. В. Диатомеи во взвеси и в поверхностном слое донных осадков шельфа юго-западной Африки.— В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М., «Наука», 1974.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.

Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.

Нейман А. А., Зезина О. Н., Семенов В. Н. Донная фауна шельфа и материкового склона.— В кн.: Биология океана, т. 1. М., «Наука», 1977.

Нейман В. Г. Новые карты течений Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 4.

Неручев С. Г., Рогозина Е. А., Капченко Л. Н. Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества.— Геол. и геофиз., 1973, № 10.

Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 328.

Овчаренко А. В., Севастьянов К. М. Перспективы нефтегазоносности и направление дальнейших нефтегазопоисковых работ на Камчатке.— Геол. нефти и газа, 1974, № 11.

Одум Ю. Основы экологии. М., «Мир», 1975.

Олли И. А. Выявление следов миграции битумоидов в породах методом люминесцентной микроскопии.— В кн.: Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск, «Наука», 1971.

Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1953, т. 7.

Остроумов Э. А., Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.

Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1954а, т. 8.

Петелин В. П. О современных кремневогубковых морских осадках.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954б, т. 29, вып. 1.

Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. 22.

Петелин В. П. О донных осадках западной

части Тихого океана.— Океанологические исследования, 1960, № 2.

Петелин В. П. Гранулометрия и разнос терригенных минералов в Охотском море.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Петелин В. П. Твердые породы из глубоководных желобов юго-западной части Тихого океана.— В кн.: Геология дна океанов и морей. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Петелин В. П. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.

Петелин В. П. Петрография твердых пород дна.— В кн.: Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Петров М. П. Пустыни земного шара. Л., «Наука», 1973.

Плошко В. В., Богданов Ю. А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 12.

Плошко В. В., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Князева Д. Н. Габброиды глубоководной впадины Романш (Атлантический океан).— Океанология, 1971, т. XI, вып. 3.

Плошко В. В., Богданов Ю. А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (экваториальная Атлантика).— В кн.: Петрология. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1972а.

Плошко В. В., Богданов Ю. А. Ультраосновные породы глубоководной впадины Романш (Атлантический океан).— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972б.

Попов В. П., Гершанович Д. Е. Терригенно-минералогические провинции современных осадков континентальных окраин в Аравийском море и Аденском заливе.— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 2.

Прокопцев Н. Г. Признаки ликвации в щелочно-базальтовой лаве со дна океана.— Геол. и геофиз., 1974, № 3.

Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Океанологические исследования, 1968, № 18.

Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.

Решение семинара.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогено-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Родионова К. Ф., Голованова С. И., Телкова М. С. и др. К геохимической характеристике органического вещества силурийских отложений Балтийской синеклизы.— Труды ВНИГНИ, 1973, вып. 138.

Родионова К. Ф., Голованова С. И., Телкова М. С., Морозова Р. М. Геохимическая характеристика органического вещества кембрийских отложений Балтийской синеклизы.— Труды ВНИГНИ, 1974, вып. 158.

Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Розанова Т. В. Новые данные о петрографии метаморфических пород рифтовой зоны Аравийско-Индийского подводного хребта.— Океанология, 1972, т. XII, вып. 6.

Розанова Т. В. О кероли́те, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

Розанова Т. В., Батурин Г. Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана.— Океанология, 1971, т. XI, вып. 6.

Розанова Т. В., Штеренберг Л. Е. О карбонатонакоплении в пределах срединных хребтов и абиссальных впадин западной части Индийского океана (12° с.ш. — 28° ю. ш.).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 6.

Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1977.

Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования, 1976, № 29.

Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Скорнякова Н. С., Матвеенков В. В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.

Рудник Г. Б., Фролова Т. И. О находках ультрабазитов в Южно-Сандвичевом желобе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953.

Саидова Х. М. О современных осадках района Тихоокеанского побережья Южной Америки.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1971, т. 89.

Саидова Х. М. О крупномасштабной фациальной приуроченности глубоководных донных фораминифер.— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 4.

Саидова Х. М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М., «Наука», 1976.

Самойлов Я. В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса.— Труды Комиссии по исследованию фосфоритов. Сер. 1, 1912.

Сахно В. Г., Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Куренцова Н. А. Включения шпинелевых перидотитов в лавах Тихого и Индийского океанов и их петрогенетическое значение.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1. М., «Наука», 1972.

Свальнов В. Н. Новообразованный палыгорскит в колонке ст. 4599 (Индийский океан).— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 1.

Свальнов В. Н. Некоторые текстурные особенности осадков Индийского океана.— В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. М., ВИНИТИ, 1975.

Свальнов В. Н., Мурдмаа И. О., Репечка М. А., Демиденко Е. Л. Вулканический материал в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана.— Океанология, 1976, т. XVI, вып. 3.

Свальнов В. Н., Рудакова А. Н. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

Сенин Ю. М. Особенности осадкообразования на шельфе юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.

Сенин Ю. М. Фосфор в донных осадках шельфа юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.

Сенин Ю. М., Емельянов Е. М., Лозовая Н. Г. О климатической зональности минерального состава и терригенно-минералогических провинциях донных осадков шельфа Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.

Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в глубоководных осадках Тихого и Индийского океанов.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Сидоренко Г. А., Плошко В. В., Богданов Ю. А., Абрамова Л. С. Пироксены, плагиоклаз и амфибол из габброидов глубоководной впадины Романш (Атлантика).— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 6.

Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.

Скорнякова Н. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 109.

Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Скорнякова Н. С., Горбунова З. Н., Кругликова С. Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского желоба.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5.

Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Закономерности пространственного распространения железо-марганцевых конкреций.— В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 109.

Скорнякова Н. С., Липкина М. И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 6.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И. Донные отложения и вулканические породы участка дна Южной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.

Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадки центрального района южной части Тихого океана.— Океанология, 1967, т. VII, вып. 6.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.

Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974.

Соболев С. Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.

Соболев С. Ф., Золотарев Б. П. Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., «Наука», 1974.

Соколов Б. А. Стадии развития осадочных бассейнов и нефтегазоносность.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М., Изд-во МГУ, 1975.

Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В. и др. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973.

Соколова М. Н. Распределение группировок (биоценозов) донной фауны глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 34.

Соколова М. Н. Закономерности распределения глубоководных донных беспозвоночных в зависимости от способа и условий их питания.— В кн.: Тихий океан, т. VII. Биология Тихого океана, кн. 2. М., «Наука», 1969.

Соколова М. Н. Весовая характеристика мейобентоса различных районов глубоководных трофических областей Тихого океана.— Океанология, 1970, т. X, вып. 2.

Соколова М. Н. Крупномасштабное районирование океана по трофической структуре глубоководного макробентоса.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 99.

Соколова М. Н. Трофическая зональность глубоководного макробентоса как элемент биологической структуры океана.— Океанология, 1976, т. XVI, вып. 2.

Солдатов А. В., Мурдмаа И. О. Минеральный состав осадков впадины Романш.— Океанология, 1970, т. X, вып. 3.

Солдатов А. В., Харин Г. С., Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Современные терригенно-минералогические провинции Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.

Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории литогенеза.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в Тихом океане.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.

Страхов Н. М. Об эксгаляциях на срединно-океанских хребтах как источнике рудных элементов в океанских осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974а, № 3.

Страхов Н. М. Локализация рудных скоплений Fe-Mn стяжений в Тихом океане и ее генетический смысл.— Литол. и полезн. ископ., 1974б, № 5.

Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976а, № 6.

Страхов Н. М. Условия образования конкреционных железо-марганцевых руд в современных водоемах.— Литол. и полезн. ископ., 1976б, № 1.

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976в.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.

Сугимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг (предварительная заметка).— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Сутурин А. Н., Корнаков Ю. Н., Паршин А. П. Формационная диагностика ультраосновных массивов по комплексу геохимических характеристик.— Геохимия, 1972, № 3.

Сургучев М. Л., Гормзиков В. К. Состояние запасов нефти на морских месторождениях зарубежных стран.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1975, № 6.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Тесленко П. Ф., Коротков Б. С. Влияние прослоев песчаных пород в глинах на их уплотнение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.

Тилли Ц. Е., Йодер Г. С., Шерер И. Ф. Соотношения при плавлении серий вулканических толеитов и щелочных пород.— В кн.: Экспериментальная минералогия и петрография. М., «Недра», 1971.

Тихий океан. Справочная карта. Масштаб 1 : 25 000 000. М., ГУГК, 1976.

Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.

Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 3.

Токарев П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом.— В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974.

Троцюк В. Я. Особенности распределения органического углерода в подводной стратисфере.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.

Умбгров Дж. Островные дуги.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.

Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. М., ВИНИТИ, 1976.

Уэйджер Д., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.

Физико-географический атлас мира. М., ГУГК СССР, 1964.

Филатова З. А. Количественное распределение глубоководной донной фауны.— В кн.: Тихий океан, т. VII. Биология Тихого океана, кн. 2. М., «Наука», 1969.

Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Перцолит, анортозит, габбро и базальт, драгиро-

ванные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта.— Геохимия, 1970, № 6.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974.

Фролова Т. И., Петрова М. А., Гущин А. В. Некоторые особенности вулканизма геосинклиналей.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972.

Фролова Т. И., Рудник Г. В. Толеитовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 5.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Причины разнообразия базальтов океанов.— В кн: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Хаин В. Е. Главные пояса нефтегазообразования Земли.—Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 1.

Харин Г. С. Железо-марганцевые конкреции на фланге Срединно-Атлантического хребта.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 6.

Харин Г. С., Солдатов А. В. Литологические особенности фосфоритов Атлантического шельфа Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.

Харт С. Р. Содержание K, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов в базальтах океанического дна.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Хейрцлер Дж., Диксон Г., Херрон Е., Питман Е. Ш., Ле Пишон Кс. Морские магнитные аномалии, инверсии геомагнитного поля и движения океанического дна и континентов.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.

Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.

Хесс Г. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.

Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.

Чернышева В. И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского хребта.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 4.

Чернышева В. И. Зеленокаменно-измененные породы рифтовой зоны срединных хребтов Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9.

Чернышева В. И., Безруков П. Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского подводного хребта.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 4.

Чернышева В. И., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Геолого-петрографическое описание коренных пород.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1. М., «Наука», 1972.

Чернышева В. И., Мурдмаа И. О. Проявления зеленокаменного метаморфизма в магматических породах срединно-океанских хребтов.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972.

Чернышева В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1970а, т. 194, № 2.

Чернышева В. И., Рудник Г. Б. Серпентинизированные разности плагиоклазовых лерцолитов из рифтовой зоны Западно-Индийского подводного хребта.— Докл. АН СССР, 1970б, т. 194, № 1.

Чухров Ф. В. Гипергенные окислы железа. М., «Наука», 1975.

Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горшков А. И. и др. О ферригидрите.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966.

Шарфман В. С. Петрохимические особенности спилитов Южного Урала.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1971, № 3.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород, 3-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Швецов М. С. Классификация осадочных пород.— В кн.: Геологический словарь, т. 1. М., «Недра», 1973.

Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4.

Шилинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Шимкус К. М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. Автореф. канд. дис. М., Ин-т океанол. АН СССР, 1972.

Шурко И. И. Терригенно-вулканогенные минералы в современных осадках Северной Атлантики.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3.

Шурко И. И. Минералогические зоны и провинции в осадках Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.

Энгель А. Е. Дж., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.

Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Чертвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, «Наука», 1973.

Ярошевич М. С., Нерей А. Т. Нефтегазопроизводящие возможности средне-нижнемиоценовых отложений Северного Сахалина.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, вып. 31.

Ярошевский А. А. Зональное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы.— В кн.: Кора и верхняя мантия. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968.

A look at the global oil search.— Oil and Gas J., 1976, v. 74, N 41.

Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull, 1976, v. 60, N 8, 10.

Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1977, v. 61, N 8, 10.

Ames L. L. The genesis of carbonate apatite.— Econ. Geol., 1959, v. 54, N 5.

Anguita F., Hernan F. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, N 1.

AnikouchineW. A., Ling H. Y. Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region.— Mar. Geol., 1967, v. 5, N 2.

Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the north-eastern Pacific.— Deep-Sea Res., 1974, v. 21, N 10.

Archer A. A. Prospects for the exploitation of manganese nodules: the main technical, economic and legal problems.— In: Marine geological investigations in the Southwest Pacific and adjacent areas. Techn. Bull., N,2, Suva, 1976.

ARCYANA. Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer.— Science, 1975, v. 190, p. 108—116.

Arrhenius G. Sediment cores from the east Pacific.— Swedish. deep sea expedition 1947—1948. Göteborg, 1952, v. 5, fasc. I.

Arrhenius G. Pelagic sediments.— In: The Sea, v. 3. New York — London, 1963.

Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and volcanism in the ocean.— In: Progress in oceanography, v. 3. N. Y., Perg. Press, 1965.

Aston S. K., Chester K., Johnson L., Padyham R. C. Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Oceans, China Sea and Sea of Japan.— Mar. Geol., 1973, v. 14, N 1.

Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45° N.— Science, 1969, v. 165, N 3898.

A World of oil.— World Oil, 1974, v. 178, N 7.

Ballard R. D. Project FAMOUS. Dive into the great rift.— Nat. Geogr., 1975, v. 147, N 5.

Ballard R. D., Bryan W. B., Heirtzler J. R. e. a. Manned submersible observations in the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1975, v. 190, N 4210.

Baturin G. N., Dubinchuk V. T. Microstructures of Agulhas Bank phosphorites.— Mar. Geol., 1974, v 16, N 5.

Baturin G. N., Merkulova K. I., Chalov P. I. Radiometric evidence for recent formation of phosphatic nodules in marine shelf sediments.— Mar. Geol., 1972, v. 13, N 3.

Bäcker H. von. Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfallungen aus Mineralquellen im Roten Meer.— Geol. Jahrb. Reihe D, 1976, H. 17.

Bäcker H. von, Richter H. Die rezente hydrothermal-sedimentare Lagerstatte Atlantis-II-Tief im Roten Meer.— Geol. Rdsch., 1973, Bd. 62, S. 697—737.

Bäcker H. von, Schoell M. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea.— Nature. Phys. Sci., 1972, v. 240, p. 153—158.

Baumann A., Richter H., Schoell M. Suakin Deep: Brines and hydrothermal sediments in the deepest part of the Red Sea.— Geol. Rdsch., 1973, Bd. 62, H. 3.

Baxter A. N. Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 10.

Bell D. L., Goodell H. G. A comparative study of glauconite and the associated clay fraction in modern sediments.— Sedimentology, 1967, v. 9, N 3.

Bellaiche G., Cheminee J. L. Observations en bathyscaphe de formations volcano-sédimentaires aux environs de Madère.— Mar. Geol., 1975, v. 19, N 2.

Bellaiche G., Cheminee J. L., Francheteau J. Inner floor of the rift valley: first submersible study.— Nature, 1974, v. 250, N 5467.

Benson W. E., Sheridan R. E. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 44. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978.

Berger W. H. Biogenous deep-sea sediments: Fractionation by deep-sea circulation.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, N 5.

Berger W. H., Adelseck C. G., Mayer L. A. Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean.— Geophys. Res., 1976, v. 81, N 15.

Berry R. W., Brophy G. P., Nagash Q. Mineralogy of the suspended sediments in the Tigris, Euphrates, and Shatt-al-Arab rivers of Irac, and the recent history of the Mesopotamian plain.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, N 1.

Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean.— Geochem. Techn. Rept, 1964, v. 8.

Bischoff J. L. Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry, and genesis.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer-Verl., 1969.

Bischoff J. L. A ferroan nontronite from the Red Sea geothermal system.— Clays

and Clay Miner., 1972, v. 20, p. 217—223.

Bogdanov Y. A., Zhivago V. N., Lisitzin A. P., Serova V. V., Zharikova E. N. Grain size and mineralogy of sediments and sedimentary rocks.— In: Initial Reports of the DSDP, v 35. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1976.

Böggild O. B. The shell structure of molluskes.— Kgl. danske vid. selskab. skr. naturvid. og mat afd. Ser. 2, 1930, p. 233—326.

Bonatti E. Zeolites on Pacific pelagic sediments.— Trans. N. Y. Acad. Sci. Ser II, 1963, v. 25, N 8.

Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.— Bull. Volcanol., 1965, v. XXVIII.

Bonatti E. Deep-sea authigenic calcite and dolomite.— Science, 1966, v. 153, N 3735.

Bonatti E. Mechanisms of deep-sea volcanism in the South Pacific.— Res. Geochem., 1967, N 2.

Bonatti E. Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge.— Nature, 1968a, v. 219, p. 363.

Bonatti E. Fissure basalts and ocean-floor spreading on the East Pacific rise.— Science, 1968b, v. 161, N 3844.

Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridge.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 3825.

Bonatti E., Arrhenius G. Eolian sedimentation on the Pacific off Northern Mexico.— Mar. Geol., 1965, v. 3, p. 337—348.

Bonatti E., Emiliani C., Ferrara G. e. a. Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge.— Mar. Geol., 1974, v. 16, N 2.

Bonatti E., Fisher D. E. Oceanic basalts: chemistry versus distance from oceanic ridges.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, p. 307.

Bonatti E., Honnorez J., Ferara G. Equatorial Mid-Atlantic Ridge, petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, N 5.

Bonatti E., Honnorez-Guerstein M. B., Honnorez J., Stern Ch. Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche trench (equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zones.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 32, p. 1—10.

Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F. Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley.— J. Geol., 1975, v. 83, p. 61—78.

Bonatti E., Joensuu O. Deep-sea iron deposits from the South Pacific.— Science, 1966, v. 154, N 3749.

Booda L. L. Marine mining faces bright economic future.— Sea Technol., 1976, N 8.

Borley G. D. Oceanic islands.— In: Alkaline rocks. London, 1974.

Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. — Acta Univ. Stockholm. Contrib. Geol., 1973, v. XXVII, N 2.

Boström K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments.— Chem. Geol., 1973, v. 11, N 2.

Boström K., Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise.— Econ. Geol., 1966, v. 61, N 7.

Boström K., Peterson M. N. A. The origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific rise.— Mar. Geol., 1969, v. 7, N 5.

Boström K., Peterson M. N. A., Joensuu O., Fisher D. E. Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 13.

Bougault H., Hekinian R. Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50′N: petrology and geochemistry of basaltic rocks.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24, N 2.

Bouma A. H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier Publ., 1962.

Bouma A. H. Sedimentary structures of Philippine sea and sea of Japan sediments.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 31. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1975a.

Bouma A. H. Deep-sea fan deposits from Toyama trough, sea of Japan.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 31. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1975b.

Bouma A. H., Hollister C. D. Deep ocean basin sedimentation.— In: Turbidites and deep water sedimentaton short course SEPM Pacific Section. Anoheim, Calif., 1973.

Bouma A. H., Pleuneke J. L. Structural and textural characteristics of debrites from the Philippine Sea.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 31. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1975.

Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersey J. B. Serpentinized peridotite from north wall of the Puerto Rico Trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, v. 77, p. 257.

Brewer P. G., Spencer D. W. A note on the chemical composition of the Red Sea brines.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer-Verl., 1969.

Brindley G. W., Gillery F. H. Mixed-layer kaolin-chlorite structure.—Clays and Clay Miner., 1954, v. 327.

Brundage W. L. Patterns of manganese pavement distribution on the Blake Plateau.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, 1972.

Bryan W. B. Mineralogical studies of submarine basalts.— Carnegie Inst. Annu.

Rept Dir. Geophys. Lab., 1971—1972. Repr., 1972.

Bryan W. B. Fe-Mg relationships in sector-zoned submarine basalt plagioclase.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24, N 2.

Buchanan J. V. On chemical and geological work done on board H. M. S. «Challenger».— Proc. Roy. Soc. London, 1876, v. 24, p. 593—623.

Bulletin of the volcanic erruptions. — Volcan. Soc. Jap., IAVCEI, 1961—1975, N 1—13.

Burnett W. C. Phosphorite deposits from the sea floor off Peru and Chile: radiochemical and geochemical investigations concerning their origin.— Hawaii Univ., Inst. Geophys., 1974, Rept 74—3.

Burnett W. C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 6.

Burnett W. C., Veeh H. H. Uranium-series disequilibrium studies in phosphorite nodules from the west coast of South America.— Geochim. et cosmochim. acta, 1977, v. 41, N 6.

Burst I. F. Mineral getherogenity of «glauconite» pellets.— Amer. Miner., 1958, v 3, N 56.

Burst I. F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53, N 1.

Cageux L. The phosphatic nodules of the Agulhas Bank (a Study of submarine geology).— Ann. S. Afr. Mus., 1934, v. 31.

Cailliere S., Martin L. Etude minéralogique diovoïdes minéralisés des sédiments du Plateau continental de Côte d'Ivoire. — C. r. Acad. sci., 1972, v. 274, p. 2273.

Calvert S. E. The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments.— In: Chemical oceanography, v. 6. London — New-York — San Francisco, 1976.

Calvert S. E., Price N. B. Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese in the pore waters of marine sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 16, p. 245.

Cann J. R. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian ocean.— J. Petrol., 1969, N 10.

Cann J. R. Petrology of basalts dredged from the Gulf of Aden.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, N 3.

Cann J. R., Vine F. J. An area on the crest of the Carlsberg Ridge: petrology and magnetic survey.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1966, v. 259, N 1099.

Caroll D. Clay minerals in Arctic Ocean sea floor deposits.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, N 3.

Carstens H. Cristobalite-trachytes of Yan-Mayen. Oslo, 1961.

Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, pts 1—21. Napli—Rome, Intern. Volc. Assoc, 1951—1967.

Chase R. L. Hersly J. B. Geology of the north slope of the Puerto Rico Trench.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, p. 297.

Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J. Bathymetry of the North Pacific.— Scripps Inst. Oceanogr. and Inst. Mar. Resour. Chart., 1970, N 10.

Chave K. E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium.— J. Geol., 1954, v. 62, p. 266—283, 587—599.

Chester R., Elderfilld H., Griffin J. e. a. Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean.— Mar. Geol., 1972, v. 13, N 2.

Church T. M. Marine barite.— Ph. D. Diss. San Diego, Univ. Calif., 1970.

Cimbalnikova A. Index of refraction and density of glauconites.— Cas. Miner. Geol., 1970, v. 15, N 4.

Ciresse P. Observations sur la présence de «Glauconie» actuelle dans les sédiments ferrugineux peu profonds du bassin gabonies.— G. r. Acad. sci., 1965, v. 260, N 21.

Clague D. A., Dalrymple G. B., Moberly R. Petrography and K-Ar ages of dredged volcanic rocks from the western Hawaiian Ridge and the Southern Emperor Seamount Chain.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 7.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental adges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5.

Collet L. W. Les concretions phosphates de l'Agulhas Bank (Cape of Good Hope).— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1905, v. 25.

Cornelius C. D. Geothermal aspects of hydrocarbon exploration in the North Sea Area.— Norg. geol. unders. Småskr., 1975.

Craig H. Geochemistry and origin of the Red Sea brines.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer-Verl., 1969.

Creager J. S., Sholl D. W. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 19. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1973.

Cronan D. S. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Atlantic Ocean.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 27.

Cronan D. S., Moorby S. A. Preliminary results of renewed investigations on manganese nodules and encrustations in the Indian Ocean.— In: Marine geological investigations in the Southwest Pacific and adjacent areas. Techn. Bull., N 2. Suva, 1976.

Cronan D. S., Tooms I. S. Geochemistry of manganese nodules from the N. W. Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1967, v. 14, N 2.

Cronan D. S., Tooms I. S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific

and Indian Oceans.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, N 4.
Cullen D. J. The age of glauconite from the Chatam Rise, east of New Zealand.— N. Z. J. Mar. and Freshwater Res., 1967, v. 1, N 4.
Curtis C. D., Spears D. A. The formation of sedimentary iron minerals.— Econ. Geol., 1968, v. 63, N 3.
Dalrymple G. B., Jarrard R. D., Clague D. A. K-Ar ages of some volcanic rocks from Cook and Austral Islands.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 10.
D'Anglejan B. Origin of marine phosphorites of Baja California, Mexico.— Mar. Geol., 1967, v. 3, N 1.
Degens E. T., Ross D. L. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer-Verl., 1969.
Depetris J., Griffin J. J. Suspended load in the Rio de la Plata drainage basin.— Sedimentology, 1968, v. II, p. 53—60.
De Paepe P., Klerkx J., Hertogen J., Peinke P. Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands. Petrochemical and geochemical evidence. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22, p. 347—354.
Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor off California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, v. 53, N 6.
Dmitriev L. V., Heirtzler J. R. e. a. Leg 46 of the DSDP.— Geotimes, 1976, v. 21, N 9.
Dryden L., Dryden C. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals.— J. Sediment. Petrol., 1948, v. 16, N 3.
Duncan R. A, McDougall J. Migration of volcanism with time in the Marquesas Islands, French Polynesia.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, N 21.
Dymond J. K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands, and implications for the hot-spot model.— Geology, 1975, v. 3, N 5.
Dymond J., Corliss J. B., Heath G. R. e. a. Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, p. 3355—3372.
Eggler D. H., Fahlquist D. A., Pequegnat W. E., Herndon J. M. Ultrabasic rocks from the Cayman Trough, Caribbean Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, p. 2133.
Elsasser W. M. Convection and stress propagation in the upper mantle.— In: The application of modern physics to the Earth and planetary interior. London—New York.—Sydney—Toronto, Wiley-Intersci., 1969.
El Wakeel S. K., Rilex J. P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25, N 2.
Emery K. O. The sea off Southern California; A modern habitat of petroleum. N.Y., J. Wiley and Sons, 1960.
Emery K. O. Some potential mineral resources of the Atlantic continental margin.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1965
Emery K. O. Relict sediments on continental shelves of world.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, v. 52, N 3.
Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic ocean: topography rocks, structure, water, life and sediments. Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972.
Emslie R. F. Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing system.— Carnegie Inst. Year Book, 1969—1970, 1971.
Engel A. E. J., Engel C. G. Compositions of basalts from the Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1964a, v. 144, N 3624.
Engel A. E. J., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rise.— Science, 1964b, v. 146, N 3643.
Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, N 7.
Engel C. G., Fisher R. L. Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalts dredged from the Mid-Indian ocean ridge.— Science, 1969, v. 166, N 3909.
Engel C. G., Fisher R. L. Granitic to ultramafic rock complex of the Indian ocean ridge system, western Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, p. 1553—1578.
Ewing M., Sullivan L., Aitken T. e. a. Surface distribution of manganese nodules and crusts in the Pacific Ocean (based on bottom photographs). N. Y., Lamont-Doherty Geol. Observ., 1971a.
Ewing M., Sullivan L., Aitken T. e. a. Surface distribution of manganese nodules and crusts in the Atlantic Ocean (based on bottom photographs). N. Y., Lamont-Doherty Geol. Observ., 1971b.
Ferguson W. S., Griffin J. J., Goldberg E. D. Atmospheric dust from the North Pacific — a short note on long-range eolian transport.— J. Geophys. Res., 1970, v.75, N 6.
Fisher R. L., Engel C. G. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 70, N 7.
Fisher A. G., Heezen B. C., Boece R. N. e. a. Geological history of the Western North Pacific.— Science, 1970, v. 168, N 3936.
Fischer A. G., Heezen B. C. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 6. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1971.
Flipse J. E., Kaufman R. Progress in mining manganese nodules from the deep ocean.— Colloq. Intern. Exploit. Oceans. Bordeau, 1971, v. 4, N 2.
Fox P. J., Heezen B. C. Sands of the Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1965a, v. 149, N 3960.
Fox P. J., Heezen B. C. Mineralogy of residual sand from the Mid-Atlantic Ridge.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965b, N 82.
Frakes L. A., Exon N. F., Granath I. W. Preliminary studies on the Cape Leeuwin manganese nodule deposit of Western

Australia.— J. Austral. Geol. and Geophys., 1977, v. 2, p. 66—69.

Frazer Y. Z., Arrhenius G. World-wide distribution of ferromanganese nodules and element concentrations in selected Pacific Ocean nodules.— Techn. Rept, N 2. IDOE, NSF. Washington, 1972.

Freeman T., Enos P. Petrology of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones, site 391.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 44. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978.

Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G., Roy S. Petrological and geochemical results for basalts from DSDP legs 2 and 3.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, N 11.

Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G. Atlantic Ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the DSDP.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 35.

Frey F. A., Chien Min Sung. Geochemical results for basalts from sites 253 and 254.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 26. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1974.

Frey F. A., Haskin M. A., Poetz J., Haskin L. A. Rare earth abundances in some basic rocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.

Friedrich C. H., Kunzendorf H., Plüger W. L. Geochemical investigation of deep-sea manganese nodules from the Pacific on board R/V «Valdivia».— In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, 1973.

Furlow J. W. Stratigraphy and economic geology of the Eastern Chatam county phosphorite deposit.— Georgia Dept Mines, Mining and Geol. Surv. Bull., 1969, N 82.

Gallicher E. W. Biotite-glauconite transformation and associated minerals. Recent. Mar. Sediment. Sympos, London, 1935.

Galopin R. Les poussières eolienes tombées àGeneve au avril 1944 et le problème de leur origine.— Arch. sci., 1951, v. 4, p. 145—180.

Game P. M. Observations on a dust in the Eastern Atlantic, February, 1962.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, p. 355—359.

Gaposhkin E. M., Lambeck K. Earth's gravity field to the sixteenth degree and station coordinates from the satellite and terrestrial data.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 20.

Gardner F. J. World's offshore oil potential keeps growing.—Oil and Gas J. 1975, v. 73, N 18, p. 175—181.

Gardner J. V., Burckle L. H. Upper Pleistocene Ethmodiscus rex oozes from eastern equatorial Atlantic.— Micropaleontology, 1975, v. 21, N 2.

Gibbs R. J. Amazon river: environmental factors that control its dissolved and suspended load.— Science, 1967, v. 156, N 3783.

Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc.— Contribs Mineral. and Petrol., 1970, v. 27, p. 179—203.

Glasby G. P. The geochemistry of manganese nodules from the north-west Indian Ocean.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, 1972a.

Glasby G. P. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments.— Mar. Geol., 1972b, v. 13, N 1.

Glasby G. P. Mechanism of enrichment of the rares elements in marine manganese nodules.— Mar. Chem., 1973, v. I, p. 105—125.

Glasby G. P. Manganese nodules in the South Pacific: a rewies.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1976, v. 19, N 5.

Glasby G. P., Lawrence P. Manganese deposits in the South Pacific Ocean. Wellington, N. Z. Oceanogr. Inst. Miscellanous series, 1974.

Glasby G. P., Summerhayes C. P. Sequential deposition of authigenic marine minerals around. New Zealand: paleoenvironmental significance.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1975, v. 18, N 3.

Glasby G. P., Tooms I. S., Cann I. P. The geochemistry of manganese encrustations from the Gulf of Aden.— Deep-Sea Res., 1971, v. 18, p. 1179—1187.

Glasby G. P., Tooms I. S., Howarth R. I. Geochemistry of manganese concretions from the North-West Indian Ocean.— N. Z. J. Sci., 1974, v. 17, p. 387—487.

Goldberg E. D., Arrhenius G. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, v. 13, N 3.

Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the Northern Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, N 3.

Goldsmith J. R. Some aspects of the geochemistry of carbonates.— In: Research on oceanography. London, 1959.

Gonlart E. P. Different smectite types in sediments of the Red Sea.— Geol. Jahrb. D, 1976, H. 17.

Goodell H. G., Meylan M. A., Grant B. Ferromanganese deposits of the South Pacific Ocean, Drake passage and Scotia Sea.— In: Antarctic oceanology, v. I. Antarctic Res. series. Baltimore, 1971.

Gorsline D. S., Milligan D. B. Phosphatic deposits along the margin of the Pourtales terrace, Florida.— Deep-Sea Res., 1963, v. 10, N 3.

Gould W. C., McKee W. D. Vertical structure of semi-diurnal tidal currents in the Bay of Biscay.— Nature, 1973, v. 244, N 5411.

Gradusov B. P. A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world. Geoderma, 1974, v. 12, N 1/2.

Greenslate I. L., Frazer J. Z., Arrhenius G. Origin and deposition of selected transition elements in the scabed.— In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, 1973.

Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D. The distribution of clay minerals in the World Ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, N 4.

Grim R. E. Clay mineralogy. New York—London—Toronto, 1953.

Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1956, v. 64.

Hamilton E. L., Rex R. W. Lower Eocene phosphatized globigerina ooze from Sylvania guyot.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1959, 260-W.

Hammond A. L. Project FAMOUS: exploring the Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1975, v. 187, N 4179.

Harper M. L. Approximate geothermal gradients in the North Sea Basin.— Nature, 1971, v. 230, p. 235—236.

Harris P. G. Zone refining and the origin potassic basalts.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, v. 12, N 3.

Harris R. C., Crockett I. H., Stainton M. Palladium, iridium and gold in deep-sea manganese nodules.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, v. 32, p. 1049—1056.

Hart S. R. K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs rations of fresh and altered submarine basalts.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, p. 295—303.

Hathaway J. C. Data file, continental margin program, Atlantic coast of the United States. — Woods Hole Oceanogr. Inst. Newslett., 1971, Ref. N 71.

Hathaway J. C. Regional clay mineral facies in estuaries and continental margin of the United States east coast.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 133, p. 293—316.

Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.— Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1966, v. 85.

Hayes J. B. Clay petrology of mudstones.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 18. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1973.

Hayes D., Pimm A. C. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 14. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1972.

Hedge C. E., Watkins N. D., Heedreth R. A., Doering W. P. Sr^{87}/Sr^{86} partions in basalts from islands in the Indian Ocean.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 21, N 1.

Heezen B. C., Glass W., Menard H. The Manihiki Plateau.— Deep-Sea Res., 1966a, v. 13, N 3.

Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.— Science, 1966b, v. 152, p. 502—508.

Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R. e. a. Western Pacific guyots.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 20. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1973.

Heezen B. C, Tharp M. Physiographic diagram of the Indian Ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea and the Celebes Sea. Washington, Geol. Soc. Amer., 1964.

Heirtztler J. R. Sea-floor spreading.— Sci. Amer., 1968, v. 219, N 6.

Heirtzler J. R. Where the Earth turns inside out.— Nat. Geogr., 1975, v. 147, N 5.

Heirtzler J. R., Bryan W. B. The floor of the Mid-Atlantic Rift.— Sci. Amer., 1975, v. 233, N. 2.

Hekinian R. Rocks from the mid-oceanic ridge in the Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, N 2.

Hekinian R. Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the Indian Ocean.— Mar. Geol. 1970, v. 9, N 4.

Hekinian R. Petrology of rocks from the northeastern Indian ocean basins and the Ninety East Ridge.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973a, v. 54, N 11.

Hekinian R. Popping rocks and lava tubes from the Mid-Atlantic rift valley at 36°N.— Nature, 1973b, v. 245, N 19.

Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, v. 43, p. 125—147.

Hekinian R., Aumento F. Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N in the Atlantic Ocean.— Mar. Geol., 1973, v. 14, N 1.

Hekinian R., Hoffert M. Rate of palagonitization and manganese coating on basaltic rocks from the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°50′ N.— Mar. Geol., 1975, v. 19, N 19.

Hermes O. D., Schilling J. G. Olivine from Reykjanes Ridge and Iceland tholeiites, and its significance to the two-mantle source model.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 28, N 3.

Hermance J. F., Grillot L. R. Correlation of magnetotelluric, seismic, and temperature data from Southewest Iceland.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 32.

Herrmann A. G., Rotts M. J., Knake D. Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, v. 44, p. 1—16.

Herrmann A. G., Wedepohl K. H. Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynkline in Nordwestdeutschland.— Contribs Mineral. and Petrol., 1970, v. 29, p. 255—274.

Hodges F. N., Papike J. J. DSDP site 334; magmatic cumulates from oceanic layer 3.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23.

Hollister C. D., Craddock C. e.a. Initial Reports of the DSDP, v. 35. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1976.

Hollister C. D., Ewing J. I. e.a. Initial Reports of the DSDP, v. 11. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1972.

Hollister C. D., Heezen B. C. Geological effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic.— In: Studies in physical oceanography, v. 2. N. Y., Gordon and Breach, 1972.

Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Distribution of volcanic ash layers and tur-

bidites in the North Pacific.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, N 9.

Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Metal content of ferromanganese deposits of the oceans. Techn. Repts, N 3. Washington, IDOE, NSF. 1973.

Horn D. R., Ewing M., Horn B. M., Delach M. N. Surface distribution of manganese nodules and crusts in the Pacific Ocean (based on deep-sea cores).— Lamont-Doherty Geol. Observ., N. Y., 1971a.

Horn D. R., Ewing M., Horn B. M., Delach M. N. Surface distribution of manganese nodules and crusts in the Atlantic Ocean (based on deep-sea cores). Lamont-Doherty Geol. Observ., N. Y., 1971b.

Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N. Sedimentary provinces of the North Pacific.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1970, v. 126.

Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N. Ferromanganese deposits of the North Pacific. Techn. Repts, NI. IDOE, NSF. Washington, 1972a.

Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N. Distribution of ferromanganese deposits in the World Ocean.— In: Ferromanganese deposits on the Ocean floor. IDOE, NSF. Washington, 1972b.

Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N. Ocean manganese nodules: metal values and mining sites.— Techn. Repts, N 4. Washington, IDOE, NSF. 1973a.

Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N. Copper and nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate.— In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, 1973b.

Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite.— Amer. Mineral., 1961, v. 46, N 3—4.

Hutchinson J. E. The biogeochemistry of vertebrate excretion.— Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., 1950, v. 96.

Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 133—179.

Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. XIX. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1973.

Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. XXXI. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1975.

Jackson E. D., Wright T. L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii.— J. Petrol., 1970, v. II, N 2.

Jakes P., Gill J. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 17—28.

Jones J. G. Pillow-lavas as depth indicators.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267, p. 181—195.

Johnson R. H. Active submarine volcanism in the Austral Islands.— Science, 1970, v. 167, N 3920.

Johnson R. H. Acoustic observations of nonexplosive submarine volcanism.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 26.

Johnson D. A., Johnson T. C. Sediment redistribution by bottom currents in the central Pacific.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, N 1.

Kanwar J. S. Two dominant clay minerals in Punjab soils.— J. Indian Soc. Soil Sci., 1956, v. 7, N 4.

Kaplan J. R., Emery K. O., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of sulfur in Recent marine sediments of Southern California.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27, N 2.

Karig D. E., Ingle J. C. Jr. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 31. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1975.

Karns A. W. Submarine phosphate deposits of Chatam Rise near New Zealand.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, v. 58, N 7.

Kay R. W., Gast P. W. The rare earthcontent and origin of alkali-rich basalts.— J. Geol., 1973, v. 81, N 6.

Kay R., Hubbard N., Gast P. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 1585—1613.

Kempe D. R. C. The petrology of the basalts, leg 26.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 26. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1974.

Kennedy V. C. Mineralogy and caution-exchange capacity of sediments from selected streams.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1965, 433 — D. U. S. Atomic Energy Commiss.

Kennett Y. P., Watkins N. D. Deep-Sea erosion and manganese nodule development in the Southeast Indian Ocean.— Science, 1975, v. 188, N 4192.

Knebel H. J., Kelly Y. C., Whetten J. T. Clay minerals of the Columbia river: a qualitative, quantitative and statistical evolution.— J. Sediment. Petrol., 1968, v. 38, p. 600—611.

Kolodny Y. Studies in geochemistry of uranium and phosphorites.— Ph. D. Diss. Los Angeles, Univ. Calif., 1969.

Kolodny Y., Kaplan I. R. Uranium isotopes in sea-floor phosphorites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, v. 34, N 1.

Krishnaswami S., Somagajulu B. L. K., Moore W. S. Dating of manganese nodules using beryllium-10.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, 1972.

Ku T. L., Broecker W. S. Radiochemical studies on manganese nodules of deep-sea origin.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, N 6.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcanol., 1959, v. 20, p. 37—76.

Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and is-

land arcs.— Bull. Volcanol., 1966, v. 29, p. 195—222.

Kuno H. Differentiation of basaltic magmas.— In: Basalts, v. 2. N. Y., Intersci. Publ., 1968.

Kuno H., Iamasaki K., Iida C., Nagasima. Differentiation of Hawaiian magma.— Jap. J. Geol. Geogr., 1957, v. 28, N 2.

Kurasava H. Strontium isotopic studies of the Ross Island volcanics, Antarctica.— Mem. Nat. Inst. Polar. Res., 1975, N 4.

Lalou C., Brichet E., Bonte P. Some new data on the genesis of manganese nodules. — 25th Intern. Geol. Congr. Abstrs. Sydney, 1976.

Landmesser L. W., Morgenstein M. E. Survey and mapping of manganese deposits in the Hawaiian Archipelago.— In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, 1973.

Langseth M., Okada H. e.a. Leg. 56 of the DSDP—IPOD.— Geotimes, 1978, N 3.

Larsen B. Sediments from the Central Philippine trench.— Galathea Rept, 1968, v. 9.

Laughton A. S. Underwater photography of the Carlsberg Ridge.— In: Deep-sea photography. Ed. J. B. Hersey. J. Hopkins Oceanogr. Stud., 1967, v. 3, p. 191—206.

Laughton A. S., Mattheus D. H., Fisher R. L. The structure of the Indian Ocean.— In: The Sea, v. 4. N. Y., 1970.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 12.

Le Pichon X., Ewing M., Truchan M. Sediment transport and distribution in the Argentin basin. 2. Antarctic bottom current passage into the Brazil basin.— In: Physics and chemistry of the Earth, v. 8. Oxford, Perg. Press, 1971.

Lisitzin A. P. Sedimentation in the World Ocean.— Spec. Publ. Soc. Econ. Pal. Miner., 1972, N 17.

List of the world active volcanoes (with map).— Bull. Volcanol. Eruptions, Spec. Issue, 1971.

Lowenstam H. A. Factors affecting the aragonite: calcite rations in carbonate — secreting organisms.— J. Geol., 1954, v. 62, p. 284—312.

Lutenauer J. L., Pilkey O. H. Phosphorite grains: their application to the interpretation of North Carolina shelf sedimentation.— Mar. Geol., 1967, v. 5, N 4.

Lynn D. C., Bonatti E. Mobility of manganese in the diagenesis of deep-sea sediments.— Mar. Geol., 1965, v. 3, N 6.

Macdonald G. A. Hawaiian petrographic province.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, v. 60, N 10.

Macdonald G. A., Katsura T. Chemical compos tion of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, v. 5, N. 1.

Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas.— In: Studies in volcanology. Mem. Geol. Soc. Amer, 1968, v. 116, p. 517—522.

Macdonald G. A. Volcanoes. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 1972.

Macdonald G. A., Abbot A. T. Volcanoes in the sea.— In: The geology of Hawaii. Honolulu, Univ. Hawaii Press, 1970.

MacIlvaine J. C., Ross D. A. Surface sediments of the Gulf of Panama.— J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, N 1.

Manheim F. T. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment.— Narragansett Marine Lab., Occas. Publ., 1965, N 3.

Manheim F. T. Composition and origin of manganese-iron nodules and pavement on the Blake Plateau.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, 1972.

Manheim F., Rowe G. T., Jipa D. Marine phosphorite formation off Peru.— J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, N 1.

Marlowe J. I. Dolomite, phosphorite, and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount.—J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, N 3.

Masura A., Jibiki H. Rare-earth patterns of Mid-Atlantic Ridge gabbros: continental nature? — Geochem. J., 1973, v. 7, p. 55—65.

Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R. Geology of an area of the Carlsberg Ridge.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, N 6.

Maxwell A. E., von Herzen R. P., Hsu K. J. e. a. Deep-sea drilling in the South Atlantic.— Science, 1970, v. 168, N 3935.

McBirney A. R. Factors governing the nature of volcanism.— Bull. Volcanol., 1963, v. 26, p. 455—469.

McBirney A. R. Genetic relations of volcanic rocks of the Pacific Ocean.— Geol. Rundsch., 1967, Bd. 157, H. 1.

McBirney A. R., Williams H. Geology and petrology of the Galapagos Islands.— Mem. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 118, p. 197.

McCave I. N. Depositional features of organic-rich black and green mudstones at DSDP sites 386 and 387, Western North Atlantic.—In: Initial Report of the DSDP, v. 43. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978a.

McCave I. N. Diagnosis of turbidites at sites 386 and 387 by particle counter size analysis of the silt fraction.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 43. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978b.

McDougall I. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 74, N 1.

McDougall I. Volcanic island chais and sea floor spreading.— Nature. Phys. Sci., 1971a, v. 231, N 24.

McDougall I. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean.— Geochim. et cosmochim. acta, 1971b, v. 35, N 3.

McIver R. D. Hydrocarbon occurrences from JOIDES Deep Sea Drilling Project.— In: Proc. IX World Petrol. Congr. London, 1975.

McKenzie D., Sclater J. G. The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous.— Roy. Astron. Soc. J. Geophys., 1971, v. 24, p. 437—528.

Meinel A. B., Meinel M. P. Height of the glowstratum from the eruption of Agung on Bali.— Nature, 1964, v. 201, N 4920.

Mellis O. Die Sedimentation der Romansche — Tiefe (ein Beitrage zur Erklarung der Entsteinung des Tiefseesander in Atlantischen Ozean).— Geol. Rundsch., 1958, Bd. 47, H. 1.

Melson W. G., Hart S. R., Thompson G. Paul's rocks, equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea floor spreading.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 132.

Melson W. G., Thompson G. Layered basic complex in oceanic crust, Romanche Fracture, Atlantic Ocean.— Science, 1970, v. 168, p. 817.

Melson W. G., Thompson G., Van Andel T. H. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge 22° N latitude.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.

Melson W. G., Vallier T. L., Weright T. L. e. a. Chemical diversity of abyssal volcanic glass errupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor speading centres.— In: The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Washington, 1976.

Melson W. G., Van Andel T. H. Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge 22° N lat.— Mar. Geol., 1966, v. 4, N 3.

Menard H. W. Elevation and subsidence of oceanic crust.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, p. 275—284.

Menard H. W. Depth anomalies and the bobbing motion of drifting islands.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 23.

Mero J. L. A preliminary report on the economic of mining and processing deep-sea manganese nodules.— Inst. Mar. Resour., Univ. S. Calif., 1959.

Mero J. L. Potential economic value of ocean-floor manganese nodule deposits.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, 1972.

Meylan M. The mineralogy and geochemistry of manganese nodules from the Southern Ocean.— Sediment. Res. Lab., Dept Geol. Fla State Univ., Contr., N 22, Talahassee, 1968.

Meylan M. A., Dugolinsky B. K., Fortin L. Bibliography and index to literature on manganese nodules (1874—1975).— IDOE, NSF. Manganese nodule Techn. Rept, N 14. Colorado, Boulder, 1976.

Meylan M. A., Goodell H. G. Chemical composition of manganese nodules from the Pacific-Antarctic Ocean, Drake passage and Scotia sea: relation to ferromanganese oxide mineralogy and nucleous type.— In: Marine geological investigations in the Southwest Pacific and adjacent areas. Techn. Bull., N 2. Suva, 1976.

Miller A. R. Highest salinity in the World Ocean?— Nature, 1964, v. 203, N 4945.

Mitchell W. S., Aumento F. A geochemical comparison of minerals of oceanic and continental ultramafic origin.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 35.

Miyake Y., Sigiura Y., Katsuragi Y. Radioactive fallout in Asahikawa Hokkaido in April 1955.— J. Meteorol. Soc. Jap. Ser. 2, 1956, v. 34, N 4.

Miyashiro A. Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins.— Amer. J. Sci., 1974, v. 274, N 4.

Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude.— Contribs Mineral. and Petrol., 1969a, v. 23, p. 117.

Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude.— Contribs Mineral. and Petrol., 1969b, v. 23, N 1.

Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Crystallisation and differentiation in abyssal tholeiites and gabbroes from mid-oceanic ridges.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 7, N 4.

Mizuno A., Moritani T. Some results of surveys for manganese nodule deposits in the Pacific Ocean by the geological survey of Japan.— In: Marine geological investigations in the Southwest Pacific and adjacent areas. Techn. Bull., N 2, Suva, 1976.

Monget I. M., Murray I. W., Mascle I. A world-wide compilation of published multicomponent/analyses of ferromanganese concretions.— IDOE, NSF. Manganese nodule project, Techn. Rept, N 12, 1976.

Montadert L., Roberts D. G. e. a. Leg 48 of the DSDP.— Geotimes, 1976, v. 21, N 7.

Moore J. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.— Amer. J. Sci., 1965, v. 263, N 1.

Moore J. G. Submarine basalt from the Revillagigedo islands region, Mexico.— Mar. Geol., 1970, v. 9, N 5.

Moore J. G. Mechanism of formation of pillow lava.— Amer. Sci., 1975, v. 63, N 3.

Moore W. S., Vogt P. R. Hydrothermal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 29, p. 349—356.

Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle.— Nature, 1971, v. 230, N 5288.

Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, N 2.

Morgenstein M. Manganese accretion at the

sediment-water interface at 400 to 2400 meters depth, Hawaiian Archipelago.—In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Washington, 1972.

Morgenstein M., Andrew I. Manganese resources in the Hawaiian Region.— Mar. Techn. Soc J., 1971, v. 5, p. 27—30.

Morgenstern N. R. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents.— In: Marine geotechnique. Urbana, 1967.

Muir J. D., Tilley C. E. Basalts from the northern part of the rift Mid-Atlantic Ridge.— J. Petrol., 1964, v. 5, N 3.

Muir J. D., Tilley C. E., Segoon J. H. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts.— Amer. J. Sci., 1957, v. 255, N 2.

Muller K. E., Durby D. A., Clark D. L. Significance of atmospheric dust and ice rafting for Arctic Ocean sediment.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, p. 205—212.

Murdmaa I. O., Gordeev V. V., Bazilevskaya E. S., Emelyanov E. M. Inorganic geochemistry of the Leg 43 sediments.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 43. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978.

Murray J. Preliminary report on speciments of the sea bottom.— Proc. Roy. Soc. London, Ser. A-24, 1876.

Murray J. Report on the speciments of bottom deposits.— Bull. Mus. Compar. Zool., Cambridge Mus., 1885, v. 12.

Murray J., Renard A. Report on the deep-sea deposits based on the specimen collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the years 1872 to 1876. London, 1891.

Murray J., Philippi E. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee Expedition 1898—1899 auf dem Dampfer «Valdivia».— Wiss. Ergebn. Dtsch. Tiefsee Exped., Jena, 1908, Bd. 10.

Myers C. W., Bence A. E., Papike J. J., Ayuso R. A. Petrology of an alkali-olivine basalt sill from site 169 of DSDP leg 17: Central Pacific basin.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 5.

Naugler F. P., Silverberg N., Greager J. S. Recent sediments of the East Sibirian Sea.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. N. Y., 1974.

Nayudu Y. R. Palagonite tuffs (hyaloclastities) and the products of posteruptive processes.— Bull. Volcanol., 1964, v. 27, N 1.

Nayudu Y. R. Petrology of submarine volcanic ash sediments on the vicinity of the Mendocino fracture zones.— Progr. Oceanogr., 1965, v. 3.

Neeb I. G. Composition and distribution of samples.— Snellius Exped. Geol. Results, 1943, pt. 3, sect. 1.

Neprochnov Y. P., Ross D. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 42. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978.

Ninkovich D., Hays J. D. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972,— v. 16, p. 331—345.

Nicholls G. D., Islam H. K. Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268 A, p. 469—486.

Nicholls G. D., Nalwalk A. J., Hays E. E. Nature and composition of rock samples dredged from Mid-Atlantic Ridge, 22° N—52° N.— Mar. Geol., 1964, v. 1, N 4.

Ninkovich D., Heezen B. C. Santorini tephra.— In: Submarine Geol. Col. Pap. London, 1965, v. 17.

Ninkovich D., Heezen B. C., Conolly J. R., Burdel L. H. South Sandwich tephra in deep-sea sediments.— Deep-Sea Res., 1964, v. 11, p. 605.

Ninkovich D., Opdyke N., Heezen B. C., Foster J. H. Paleomagnetic stratigraphy rates of deposition and tephrachronology in North Pacific deep-sea sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, v. I, p. 476—492.

Norris R. M. Sediments of Chatham Rise, —N. Z. Dept Sci. Ind. Res. Bull.,v. 159. Wellington, 1964.

Norris R. A., Hart D. N. Confirmation of Sofar-hidrophone detection of submarine erruptions.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 11.

Norris R. A., Johnson R. H. Submarine volcanic eruptions recently located in the Pacific by SOFAR hydrophones.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 2.

O'Hara M. J. Primary magmas at the origin of basalts.— Scot. J. Geol., 1965, pt. I, p. 19—40.

O'Hara M. J. Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Island.— Nature, 1973, v. 243, p. 507—508.

Orowan E. Convection in a non-Newtonian mantle, continental drift and mountain building.— In: A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1965, v. 258A, p. 284—313.

Packham R. E., Roseman D., Midgley H. J. A mineralogical examination of suspended solids from nine English rivers.— Clay Miner. Bull., 1961, v. 4, N 2.

Parker R. J. The major element geochemistry of the Agulhas Bank phosphorite nodules.— S. Afr. Nat. Comm. Ocean. Res., Mar. Geol. Progr., 1971, v. 3.

Parker R. J. The petrology and origin of some glauconitic and glauco-conglomeratic phosporites from the South African continental margin.— J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, N 1.

Parker R. J., Siesser W. G. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin.— J. Sediment, Petrol., 1972, v. 42, N 2.

Parkin D. W., Phillips D. K., Sullivan R. A. Airborn dust collected over the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 9.

Pasho D. W. Review of the development of deep sea bed manganese nodules.— North. Miner., 1977, p. 1—18.

Payne R. R., Conolly I. R. Pleistocene man-

ganese pavement production: its relation to the origin of manganese in the Tasman Sea.— In: Ferromanganese deposits of ocean floor. Washington, 1972.

Perry Ed., Hower J. Burial diagenesis of Gulf coast pelitic sediments.— Clays and Clay Miner., 1970, v. 18, p. 165.

Peterman Z. E., Hedge C. E. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, N 2.

Peterson M. N. A., Edgar N. T., Von der Borch C. C., Rex R. W. Cruise leg summary and discussion.— In: Initial Reports of the DSDP, v. II. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1970.

Peterson M. N. A., Goldberg E. D. Feldspar distribution in South Pacific sediments.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, N 9.

Peterson M. N., Griffin J. J. Volcanism and clay minerals in the Southern Pacific.— J. Geophys. Res., 1964, v. 22, N 1.

Petterson S. H. Investigations on ferruginous bauxite and other mineral resources on Kanai and recennaisscuce of ferruginous bauxite deposits on Maui, Hawaii.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, v. 656.

Pevear D. R., Pilkey O. H. Phosphorite in Georgia continental shelf sediments.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, v. 77, N 8.

Philip G. Mineralogy of recent sediments of Tigris and Euphrates rivers and some of the older detrital deposits.— J. Sediment. Petrol., 1968, v. 38, N 1.

Phillips J. D., Thompson G., von Herzen R. P., Bowen V. T. Mid-Atlantic Ridge near 43° N latitude.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 12.

Philpotts J. A., Schnetzler C. C., Hart S. R. Submarine basalts: some K, Rb, Sr, Ba, rare-earth, H_2O and CO_2 date bearing on their alteration, modification by plagioclase and possible source materials.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 7, p. 293—299.

Piper D. Z., Williamson M. E. Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules.— Mar. Geol., 1977, v. 23, N 4.

Porrenga D. H. Clay mineral of recent sediments of the Niger delta. Clays and Clay Miner. Proc. 14th Nat. Congr. Oxford, Perg. Press, 1966, v. 26.

Porrenga D. H. Glauconite and shamosite as depth indicators in the marine environment.— Mar. Geol., 1967, v. 5, p. 495.

Pratt W. L. Origin and distribution of glauconites and related clay aggregates on the sea floor off southern California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, v. 46, p. 275.

Pratt W. L. Glauconite from the sea floor off Southern California. Essays in marine geology in honour of K. O. Emery. Los Angeles, 1963.

Pratt R. M., Manheim F. T. The relation of manganese to phosphorite concretions on the Blake Plateau.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v. 48, N 1.

Pratt R. M., McFarlin P. F. Manganese pavements on the Blake Plateau.— Science, 1966, v. 151, p. 1080—1082.

Price N. B., Calvert S. E. Compositional variation in Pacific Ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates.— Mar. Geol., 1970, v. 9, N 3.

Prospero J. M., Bonatti E. Continental dust in the atmosphere of the Eastern Equatorial Pacific.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 13.

Quon S. H., Ehlers E. G. Rocks of northern part of Mid-Atlantic ridge.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, v. 74, N 1.

Radczewski O. E. Eolian deposits in marine sediments.— In: Recent marine sediments. Tulsa, 1939.

Rao S. M. Clay mineral composition of shelf sediments off the eastern coast of India.— Proc. Indian Acad. Sci., sec. A, 1963, v. 58.

Reed I. J. Sediments from the Chatam rise.— N. Z. J. Sci. Technol., sect. B, 1952, v. 34, N 3.

Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean.— Tellus, 1958, N 10, p. 153—159.

Rex R. W., Murrey B. Initial Reports of the DSDP, v. IX. Append. III. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1969.

Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific by the «Carnegie» on its seventh cruise.— Carnegie Inst. Washington Publ., 1944, v. 556.

Revelle R., Bramlette M., Arrhenius G., Goldberg E. D. Pelagic sediments of the Pacific.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, v. 62.

Revelle R., Fairbridge R. Carbonates and carbon dioxide.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, v. 67, N 1.

Richter D. H., Moore I. G. Petrology of the Kilayea Yki lava lake, Hawaii.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1966, N 537.

Ridley W. I., Rhodes J. H., Beid A. M. e. a. Basalts from Leg 6 of the DSDP.— J. Petrol., 1974, v. 15, N 1.

Riley J. P., Sinhaseni P. Chemical composition of the manganese nodules from the Pacific Ocean.— J. Mar. Res., 1958, v. 17, p. 466—482.

Rohrlich V., Price N. B., Calvert S. E. Chamosite in the recent sediments of Loch Etive, Scotland.— J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, p. 624.

Rona P. A. Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N.— Mar. Geol., 1976, v. 21, N 4.

Rona P. A., Harbison R. N., Bassinger B. G. e. a. Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crest (lat. 26° N).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, v. 87, p. 243—245.

Ryther J. H., Menzel D. W., Hullburt E. M. e. a. The production and utilization of organic matter in the Peru coastal current.— Invest. Pesquera, 1971, v. 35, N 1.

Sayles F. L., Bischoff I. L. Ferro-manganese sediments in the Equatorial East Pacific.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, N 2.

Savin S. M., Douglass R. G. Stable isotope and trace element geochemistry of recent planctonic foraminifera from the South Pacific.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, p. 2327—2342.

Schilling J. G. Sea floor evolution: rare-earth evidence.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, p. 663—703.

Schilling J. G. Afar mantle plume: rare-earth evidence.— Nature. Phys. Sci., 1973a, v. 242, p. 2—5.

Schilling J. G. Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge.— Nature, 1973b, v. 242, N 5400.

Schilling J. G. Azores mantle blob: rare-earth evidence.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975a, v. 25, N 2.

Schilling J. G. Rare-earth variations across normal segments of the Reykjanes Ridge, 60° — 53° N, Mid-Atlantic ridge, 29° S, and East Pacific rise, 2° — 19° S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer.— J. Geophys. Res., 1975b, v. 80, N 11.

Schlanger S. O., Jackson E. D. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 33. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1976.

Schmincke H. U. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, p. 633—648.

Scholl D. W., Creager J. S. Geologic synthesis of leg 19 (DSDP) results: Far North Pacific, and Aleutian Ridge, and Bering Sea.— In: Initial Reports of the DSDP, v. 19. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1973.

Schultze-Westrum H. H. The station and cruise pattern of the R/V Valdivia in relation to variability of manganese nodules occurences.— In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, 1973.

Sclater J. G., Detrick R. Elevation of mido-cean ridges and the basement age of JOIDES Deep Sea Drilling Sites.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 5.

Scott M. R., Scott R. B., Rona P. A. e. a. Rapidly accumulating manganese deposits from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Geophys. Res. Lett., 1974, v. 1, p. 355—358.

Scott R. B., Malpas J., Rona P. A., Udintsev G. Duration of hydrothermal activity at an oceanic spreading center, Mid-Atlantic Ridge (lat. 26° N).— Geology, 1976, v. 4, p. 233—236.

Scott R. B., Rona P. A., McGregor B. A., Scott M. R. The TAG hydrothermal field.— Nature, 1974, v. 251, N 5473.

Scott R. B., Scott M. R., Swanson St. B. e. a. The TAG hydrothermal field.— EOS, 1974, v. 55, N 4.

Seitz M. G., Hart S. R. Uranium and boron distributions in some oceanic ultramafic rocks.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 21, p. 97—107.

Shand S. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geol., 1949, v. 57, p. 89—92.

Shepard F. P., Emery K. O., Gould H. R. Distribution of sediments on East-Asiatic continental shelf.— A. Hancoock Found. Publ., Occas. Pap., N. Y., 1949, N 9.

Sheppard R. A., Gude A. J., Griffin J. J. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian Oceans.— Amer. Mineral., 1970, v. 55, N 11—12.

Shido F., Miyashiro A. Crystallization of abyssal tholeiites.— Contribs Mineral. and Petrol., 1971, v. 31, p. 251—266.

Shido F., Miyashiro A., Ewing M. Compositional variation in pillow-lavas from the Mid-Atlantic Ridge.— Mar. Geol., 1974a, v. 16, N 4.

Shido F., Miyashiro A., Ewing M. Basalts and serpentinite from the Puerto Rico trench. I. Petrology.— Mar. Geol., 1974b, v. 16, N 4.

Shiki T., Konda I., Musashino M. e. a. Some geological results of the bottom sampling from the sea off Kwanto district Western margin of the Northern Pacific.— Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner., 1974, v. 40, N 2.

Sholl D. W. Sedimentation in modern coastal swamps, southwestern Florida.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. and Geol., 1963, v. 47, N 8.

Show H. R. Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific: Evidence from Hawaii.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 5.

Show H. R., Jackson E. D. Linear island chains in the Pacific: result of thermal plumes or gravitational anchors.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 135.

Siddiquie H. N. Recent sediments of the Bay of Bengal.— Mar. Geol., 1967, v. 5, p. 249—291.

Slater R. A., Goodwin R. H. Tasman Sea guyots.— Mar. Geol., 1973, v. 14, N 2.

Smith C. H. Bay of islands igneous complex, western Newfoundland.— Mem. Geol. Surv. Can., 1958, v. 290, N 132.

Sokolova M. N. Trophic structure of deep-sea macrobenthos.— Mar. Biol., 1972, v. 16, N 1.

Stewart R. A., Pilkey O. H., Melson B. W. Sediments of the northern Arabian Sea.— Mar. Geol., 1965, v. 3, N 6.

Stonecipher Sh. A. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments.— Chem. Geol., 1976, v. 17, p. 307—318.

Strangway D. W., McMahon B. E., Bischoff J. L. Magnetic properties of minerals from the Red Sea thermal brines.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer-Verl., 1969.

Sugimura A., Uyeda S. Island arcs. Japan and its environs. Amsterdam — London — New York, Elsevier Sci. Publ. Co., 1973.

Summerhayes C. P. Geochemistry of continental margin sediments from North-Western Africa.— Chem. Geol., 1972, v. 10, N 2.

Summerhayes C. P. Distribution, origin and economic potential of phosphatic sediments from the Agulhas Bank, South Africa.— Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1973.

Summerhayes C. P., Birch G. F., Rogers J., Dingle R. V. Phosphate in sediments off South-Western Africa. — Nature, 1973, v. 243, N 5409.

Summerhayes C. P., Nutter A. H., Tooms J. S. Geological structure and development of the continental margin of North-west Africa.—Mar. Geol., 1971, v. 11, N 1.

Summerhayes C. P., Nutter A. H., Tooms J. S. The distribution and origin of phosphate in sediments off Northwest Africa.— Sediment. Geol., 1972, v. 8, N 1.

Summerhayes C. P., Willis J. P. Geochemistry of manganese deposits in relation to environment of the sea floor around Southern Africa.— Mar. Geol., 1975, v. 18, N 3.

Sun S. S., Tatsumoto M., Schilling J. G. Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis: lead isotopic evidence.— Science, 1975, v. 190, N 4210.

Swindale L. D., Pow-Foong Fan. Transformation of gibbsite to chlorite in ocean bottom sediments.— Science, 1967, v. 157, p. 799—800.

Takahashi J. J. Synopsis of a glauconitization.— Recent marine sediments, a Symposium. London, 1955, p. 503—513.

Talandier J., Kuster G. T. Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 5.

Tatsumoto M. Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes.— Science, 1966, v. 153, p. 1094—1101.

Thayer T. P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, p. 1515.

The Sea. Ideas and observations on progress in the study of the seas, New York — London, Willey Intersci., v. 1 — 1962; v. 2, 3 — 1963; 4 — 1970; 5 — 1974.

Thomson C. W. Preliminary notes on the nature of the sea bottom procured by the soundings of H. M. S. «Challenger».— Proc. Roy. Soc. London, A, 1874, v. 23, p. 32—49.

Thompson G., Bryan W. B., Frey F. A. Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from DSDP. Leg 22. Sites 214 and 216, Ninety-East ridge, Indian Ocean.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, N 11.

Thompson G., Melson W. G., Bowen V. T. The Mid-Atlantic Ridge at 4° S and implications concerning the petrology of the oceanic crust at mid-ocean ridge.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, N 4.

Thompson G., Woo C. C., Sang W. Metalliferous deposits on the Mid-Atlantic Ridge.— Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., 1975, v. 7, p. 1297—1298.

Thorarinsson S., Vonnegut B. Whirlwinds produced by the eruption of Surtsey Volcano.— Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1964, v. 45, N 8.

Toler L. G., Hower J. Determination of mixed layering in glauconites by index of refraction.— Amer. Miner., 1959, v. 44, N 11—12.

Tucholke B. E. Sediment distribution and deposition by the western boundary undercurrent: the Greater Antilles outer ridge.— J. Geol., 1975, v. 83, p. 177—207.

Tucholke B. E., Vogt P. e. a. Initial Reports of the DSDP, v. 43. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1978.

Tucholke B. E., Weight W. R., Hollister C. D. Abyssal circulation over the Greater Antilles outer ridge.— Deep-Sea Res., 1973, v. 20, N 11.

Tyrrel G. W. The petrography of Yan-Mayen.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1926, v. 54, N 3.

Upton B. G. J., Wandsworth W. J., Newman T. C. The petrology of Rodriguez Island, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, v. 78, N 12.

Urien C. M., Ewing M. Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf.— In: The geology of continental margin. N. Y., Springer-Verl., 1974.

Van Andel T. H., Bowen V. T., Sachs P. L., Siever R. Morphology and sediments of a portion of the Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1965, v. 148, N 3674.

Van Andel T. H., Postma H. Recent sediments of the Gulf of Paria. Reports of the Orinoco Shelf Expedition, v. I.— Verh. Koninkl. Nederl. Akad. wet. Afd Natuurkunde. I reeks, deel XX, 1954, N 5.

Van der Lingen G. J. The turbidite problem.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1969, v. 12, p. 7—50.

Veeh H. H., Calvert S. E., Price N. B. Accumulation of uranium in sediments and phosphorites on the S.-W. African shelf. — Mar. Chem., 1974, v. 2, p. 189.

Venkatarathnam K., Biskaye P. E. Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1973a, v. 20, N 8.

Venkatarathnam K., Biskaye P. E. Deep-sea zeolites: variation in space and time in the sediments of the Indian Ocean.— Mar. Geol., 1973b, v. 15, p. M11 — M17.

Venkatarathnam K., Henderson L., Biscaye P. Clay mineralogy and sedimentation in the western Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1976, v. 23, p. 949—961.

Vine F. T., Hess H. H. Sea-floor spreading.— In: The Sea, v. 4, N. Y., Intersci.,1970.

Vogt P. R. Volcano spacing, fractures and thickness of the lithosphere.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 21, N 3.

Von der Borch C. C. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29, p. 781—799.

Walmsley P. I. Oil and gas developments in the North Sea.— In: Proc. IX World Petrol. Congr. London, 1975.

Watkins N. D., Gunn B. M. Petrology, geochemistry and magnetic properties of some rocks dredged from the Macquarie ridge.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1970, v. 14, N 1.

Watkins N. D., Kennett J. Antarctic bottom water: major change in velocity during the Late Cenozoic between Australia and Antarctica.— Science, 1971, v. 173, p. 813—818.

Wedepohl K. H. Handbook of geochemistry, v. 1, 2. N. Y., Springer-Verl., 1969.

Wenner D. B., Taylor H. P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, N 3.

White S. M. Mineralogy and geochemistry of continental shelf of the Washington-Oregon Coast.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, N 1.

White J. R., Jakes P., Christie D. M. Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archaean.— Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3.

Williams H. Geology of Tahiti, Moorea and Maiao.— B. P. Bishop Mus. Bull., 1933, v. 105.

Wilson J. T. A possible origin of the Hawaiian Islands.— Can. J. Phys., 1963, v. 41, p. 863—870.

Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields implications to marine sedimentation.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, p. 761—872.

Wiseman J. D. H. Basalts from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. British museum. J. Murrey Exped., 1933—1934.— Sci. Rept, 1937, v. 3, N 1.

Wooster W. S., Reid J. L. Eastern boundary currents.— In: The Sea, v. 2. N. Y., Intersci., 1963.

Yeats R. S., Forbes W. C., Heath G. R., Scheidegger K. F. Petrology and geochemistry of DSDP leg 16 basalts, eastern Equatorial Pacific.— In: Initial Reports of the DSDP, v. XVI. Washington, U. S. Govt Print. Off., 1973.

Zen E. An. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile.— J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, N 4.

Zen E. An. Carbonate equilibrium in the open ocean and their bearing on the interpretation of ancient carbonate rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 18, N 1—2.

Ziegler P. A. The geological evolution of the North Sea area in the tectonic framework of North-Western Europe.— Norg. geol. unders., 1975, v. 316, p. 1—27.

Zobell C. E. Marine Microbiology.— Chronica Botanica. Waltham, Mass., 1946.

Абиссальная равнина 110, 111, 284, 285
Авгит 181
Алеврит 110—112
Алевролит 111
Альбит 18, 28, 29, 192
Амфибол 16—18
Амфибол-асбест 261
Амфиболит 60—62, 65
Анальцим 35, 261
Андезит 83, 100, 101
— железистый (см. Исландит)
Андезитовый пояс 100, 114, 115, 166, 298
Анкарамит 33, 34
Анортозит 50
Антигорит 66, 260
Апатит 50, 51, 234
Апвеллинг 146, 154—156, 243, 280
Арагонит 131, 132, 232, 260, 261, 268
Ассоциация контрастная 84
— магматическая 82—86
— непрерывная 83—85
— однородная 82—85
— океанических островов, 83, 85
— офиолитовая 86, 118, 300
— толеитовых базальтов 82
Аэрозоль 167, 178, 208—210
— стратосферный 167, 176
— тропосферный 176

Базальт II—38, 94—100
— известково-щелочной 12
— истощенный легкими литофильными элементами 30
— оливиновый 11, 12
— переходный 23—26, 77
— пикритовый 33
— срединно-океанических хребтов 30
— толеитовый 11, 12, 21—26
— щелочной 11, 21—26, 32—36, 75—77
Базанит 11, 35
Барит 248, 249
Бернессит 251, 261
Биотит 50, 51
Биотурбидиты 130
Битумоиды 319, 320
Брекчия гиалокластическая 115
— тектоническая 259
— эдафогенная 117—119

Верлит 49
Взвесь 158, 159, 178—180
— водная 178—180
— речная 216
— эоловая 174—179, 209, 210
Вулкан активный 94, 98, 100
— действующий 86, 100, 103
— потухший 86
— стадия кальдерная 33, 99
— стадия посткальдерная 33, 99
— стадия постэрозионная 33
— стадия щитовая 33, 99
Вулканизм глубоководный 30—32, 36—38, 95—97, 115, 168, 242
— грязевой 341, 342
— калиевая специализация 33, 35
— натровая специализация 33
Вулканическое стекло 18, 115, 139—143, 191, 192, 241
— — базальтовое 18, 143, 192, 241
— — гиаломелановое 18, 115
— — дацитовое 192
— — кислое 113, 139—141, 191, 192
— — липаритовое 192
— — палагонитизированное 18, 238, 241
— — сидеромелановое 18
— — трахитовое 192
Вулканокластический материал 112—115
Вулканотерригенный материал 116, 298, 299
Выветривание 170—172, 215, 216
— подводное 26—28
— химическое 172

Габбро 50, 56—60
— амфиболовое 43
— кварцевое 45
— нефелиновое 45
— оливиновое 40—45, 47
— уралитизированное 42
Габбро-долерит 44, 47
Габбро-норит 40, 41—43, 50
Гавайит 33
Газ 307—317, 319, 322, 325, 337, 341
Галечники, галька 110
Гальмиролиз 242, 257, 304
Гармотом 240
Гарцбургит 48, 49
Гематит 153, 263
Гетит 251, 258
Гиалокластит 10, 11, 115, 241, 304
Гиббсит 223
Гидрогетит 18, 152, 153, 251, 268
Гидрозоль 178, 216
Гидроокислы железа и марганца 152, 153, 250, 251
Гидротермы сульфидные 265—268
— углекислые 261
— хлоридные 262—264
Гидроксилапатит 364
Гидрослюда 120, 217, 218
Гидротроилит 246
Гипербазит (см. Породы ультраосновные)
Гиперстен 183
Гипс 249
Главная фаза газообразования (ГФГ) 322, 325
— — генерации нефти (ГФгН) 321
— — нефтеобразования (ГФН) 320, 322, 325, 328, 342, 434
— — эмиграции нефти (ГФэН)

Глауконит 154, 243—246, 361, 369—372
Глина 107, 119—124
— гемипелагическая 120—122, 157, 158, 283—285
— гидрослюдистая 107, 120
— диатомовая 146
— миопелагическая 107, 123, 289, 290, 350
— монтмориллонитовая 107, 121
— палыгорскитовая 120
— пелагическая 107, 120—124, 157, 158, 288—290
— полимиктовая 107
— радиоляриевая 147
— цеолитовая 150
— эвпелагическая 123, 150, 152, 237, 289, 290, 349, 350
Глинистое вещество 106—108, 119, 120, 141
Горячие точки 91, 93, 94, 98
Градационная слоистость 111, 114, 130, 138
Гранат 189
Гранодиорит 51
Гранулит 60, 62, 68
Гуано 361

Диагенез, диагенетический процесс 109, 122, 236, 257, 346, 355, 376
Диопсид 181
Диорит 51
Долерит 31, 37
Доломит 202, 250, 260, 261
Дресва 117
Дунит 48, 49

Железомарганцевые конкреции 151, 152, 251, 289, 345—360
— конкреционные руды 345—360
— корки 151, 152, 251, 345—360
— — микроконкреции 251, 347
Желоб глубоководный 300—303

Зона активного волнового воздействия 109, 110, 278, 279
— андезитовая (см. Андезитовый пояс)
— аридная 167—178, 199—202, 209, 210
— береговая 109, 110, 278
— восстановительная 246—248, 253, 274, 346
— гумидная 157, 169—175, 215
— ледовая 170, 171
— окисленная (окислительная) 122, 274, 346
— разломов 45, 48, 118, 306
— редукционная (см. Восстановительная)
— рифтовая 10, 89, 118, 304—306
— сейсмофокальная 91
— структурно-фациальная 296
— экваториальная 145, 170—175, 291
Зональность вертикальная (батиметрическая) 161, 233, 255
— циркуляционная 287
— циркумконтинентальная 161, 254, 273, 346
— широтная (климатическая) 161, 162, 170—172, 233, 255, 257, 272, 354

Иддингсит 50
Извержения подводные 95—97
— трещинного типа 10, 95
— центрального типа 10, 95
Известняк 125—132, 347
— кораллово-водорослевый 131
— рифовый 131
— фосфатизированный 155, 350, 370
Изотопное отношение кислорода O^{18}/O^{16} 209
— стронция (Sr^{87}/Sr^{86}) 36, 55, 79, 210
Ил диатомовый (радиоляриевый и т. д.) (см. Осадки диатомовые, радиоляриевые и т. д.)
Иллит (см. Гидрослюда)
Ильменит 18, 50
Исландит 20, 25, 31, 32, 37, 75

Кальцит 129, 231, 232, 249
— магнезиальный 132, 233, 249
Каолинит 217, 220, 222
Карбонаты 230—233, 249—250
Кварц 190, 198—202, 207, 209, 210
Кварц-полевошпатовое отношение 190, 205—207
Керолит 261, 266, 267
Классификация осадков 105—109, 133, 154
Клинопироксен (см. Пироксен моноклинный)
Клиноптилолит 240
Коллофан 234, 370, 373
Компонент биогенный 106—108, 159
— вулканокластический 107, 108, 160
— глинистый (см. Вещество глинистое)
— литологический 105—108
— мергельный 106, 108, 142, 144
Конвекция гравитационная 92—94
— тепловая 92—94
Конгломерат 110
Континентальная окраина 110, 349, 361
— — атлантического типа (пассивная) 277
— — тихоокеанского типа (активная) 277
Континентальное подножие 122, 137, 283
Континентальный склон 110—112, 280—283
Контуриты 138, 282, 283
Копролиты 363—365, 370
Кора континентальная 79, 86
— океаническая 26, 30, 38, 85, 86
Костный детрит 125, 234, 289
Коэффициент эксплозивности 166
Красные глины (см. Глины пелагические)
Кремни 135, 136
Криозоль 178
Кристобалит 136, 261
Критическая глубина карбонатонакопления (КГК) 126, 287, 292—294
Круговороты течений 151, 286—289, 349
Лава пахоэхоэ 96
— пиллоу 10, 18—20, 96
— подушечная (см. Пиллоу-лава)
— шаровая (см. Пиллоу-лава)

Лецисфера 136
Лерцолит 48, 49
— плагиоклазовый 49
Лизардит 66, 259
Лизоклин фораминиферовый 293, 294
Ликвация 19, 75

Лимбургит 35

Маггемит 153
Макрофация 272
Манганит 264
Манганосидерит 264
Марказит 31, 248
Мегафация 272
Мезофация 272
Мергель 143—145
Метабазальт 60
Метагаббро 60
Метаморфизм гидротермальный 28, 30
— региональный 28, 68
Метасоматит 265
Микрофация 272
Минеральный комплекс 192—197
— — андезитового пояса 194
— — базальтовый 195, 213
— — зеленокаменный 195, 212
— — континентальный (терригенный) 196—197
— — метаморфо-габбровый 195, 212
— — океанский 194, 195
— — пелагический аутигенный 252, 253
— — приконтинентальный аутигенный 252, 253
— — серпентинитовый 195, 211, 212
— — тонкодисперсных минералов 226—230
— — эдафогенный 195
Минералы аутигенные 164, 236—257
— биогенные 230—235
— вулканогенные 164, 180—192, 194, 195
— вулкано-эдафогенные 211
— глинистые 119, 120, 214—225
— — смешанослойные 238, 242—246
— гидротермальные 164, 258—268
— терригенные 107, 163, 180—192, 196
— тонкодисперсные 107
— эдафогенные 164, 210—213
Модуль терригенной седиментации 178
Монтмориллонит 18, 120, 121, 217, 221, 223—225, 238, 241, 242
Монцонит кварцевый 51
Море окраинное 296, 297
Муджиерит 33

Нефелин 18, 35
Нефелинит 34
Нефтегазогеологическое районирование 322
Нефтегазоносность акваторий 307—344
Нефтегазоносный регион, бассейн 317, 323
Нефтегазообразование 317, 319, 337
Нефть 307—313, 319, 322, 325, 330, 337, 344
Нонтронит 223, 262
Норит 50

Область пелагическая 257, 273—276, 286
— приконтинентальная 273—285
Океанит 34, 35
Оливин 15, 16, 48—50, 187
Оливинит 49
Опал 133—136, 145, 234
Оползни подводные 160, 282, 302

Оптимальная зона газообразования (ОЗГ) 341, 343
— — нефтеобразования (ОЗН) 321, 322, 337
Органическое вещество 155, 156, 253, 254, 275, 318, 319
Ортопироксен (см. Пироксен ромбический)
Осадки, отложения 104
— айсберговые 110
— алевритово-глинистые 137
— бентогенно-туффитовые 108, 142, 143
— бентогенные 107, 131, 132
— биогенные 106, 107, 159
— вулканокластические 107, 112—115
— вулканотерригенные 107, 115, 116, 299
— вулкано-эдафогенные 107, 117, 118
— гемипелагические 122, 134, 137, 138, 146, 147, 283—285
— глауконитовые 154, 155
— глинисто-туффитовые 108, 139—141
— глинистые (см. Глина)
— гравийные 110
— грубообломочные 110
— диатомовые 107, 134, 135, 146—148
— железо-марганцевые 151—153
— известково-туффитовые 108, 141, 298
— известковые 107, 125—132
— — детритовые 132
— карбонатные (см. Осадки известковые)
— кокколитово-фораминиферовые 126—130
— кокколитовые 107, 126—129
— кораллово-водорослевые 107, 131, 132
— кремне-губковые 108, 148, 149
— кремнисто-глинисто-туффитовые 108, 142, 299
— кремнисто-глинистые 108, 145—149
— кремнистые 107, 133—135
— ледово-морские 110
— литогенные 106, 107
— мергельно-туффитовые 108, 142
— мергельные 108, 143, 144, 160
— — гемипелагические 108, 144
— — пелагические 108, 144
— металлоносные 152, 153, 258, 305, 350
— многокомпонентные («смешанные») 106—108, 157, 160
— мшанковые 107, 132
— наннопланктонно-фораминиферовые 126—129
— наннопланктонные (см. Осадки кокколитовые)
— обломочно-глинистые 107, 108, 137, 138, 159
— обломочные 106—119, 158
— однокомпонентные («чистые») 106, 107, 157
— пелагические 123, 126—131, 134, 135, 144—153, 157—159, 286—295, 346
— планктоногенно-туффитовые 108, 141, 142
— планктоногенные 107, 125—127
— птероподово-фораминиферовые 107, 130, 131
— радиоляриевые 108, 147, 148, 351
— разнодетритовые 132
— ракушечные (см. Ракушечник)
— резидуальные 110, 280

— реликтовые 110, 280
— сапропелевые 155, 156
— сильтово-глинистые 137
— смешанные (см. Осадки многокомпонентные)
— терригенные 107—112, 137, 138, 157
— туффитовые 108, 138—143, 160
— фораминиферово-кокколитовые 126, 127
— фораминиферовые 107, 126—130
— фосфатные 155, 361, 363
— цеолитовые 149—151, 238
— эдафогенные 266—268, 302
— этмодискусовые 135, 303
Осадкообразование (см. Седиментогенез)
Островная дуга 100, 101, 297—300
Офиолиты (см. Ассоциация офиолитовая)

Палагонит 18, 150, 151, 241—243
Палагонитизация 27, 28
Палыгорскит 202, 225
Пеллеты фекальные 366
Пемза 113—115
Пепловые (тефровые) прослои 114, 115
Перидотит 52—56
— гранатовый 77
Пески 110—112
— вулканотерригенные 116, 117, 143, 299, 302
— глауконитовые 154
— граувакковые 111
— кварцевые 111
— полимиктовые 111
— серпентиновые 118
— фораминиферовые 130
— фосфоритовые (см. Осадки фосфатные)
Песчаник 111
Пижонит 15
Пикрит 33, 74
Пиллоу-лава 10, 18—20, 96
Пирит 31, 247, 248, 371
Пироксен-асбест 261
Пироксен моноклинный 13—15, 48—51, 181—183
— ромбический 48—50, 183—185
Пироксенит 45, 48, 49
Пиролит 91, 97
Пирротин 266
Питающая минералогическая мегапровинция 164
— — — континентов 164—166
— — — океанских платформ 168
— — — современных геосинклинальных систем 166, 167
— — провинция 164—168
Плагиоклаз 12, 48—51, 192, 203
— кислый 51
— основной 48—50, 192, 203
— средний 51
Плита литосферная 92
Полевой шпат 192, 203—205, 209
— — калиево-натровый 18
— — калиевый 18, 192
Поля параметров среды 271
Породы кремнистые 133—136
— магматические 9—60, 165
— метаморфические 60—68, 165
— обломочные 106, 108—119
— осадочные 104—106, 133, 165
— ультраосновные 48—56, 70
— фосфатные 363
— эффузивные 9—38
Почва 214—216
Пояс кремненакопления 146, 290—292
— радиоляриевый 358, 359
— экваториальный (см. Зона экваториальная)
Провинция аутигенных минералов 252
— глинистых минералов аридная 227
— — — ледовая 227
— — — умеренная 227
— — — экваториальной гумидной зоны 229
— фосфоритоносная 361

Ракушечник 132
Растительные остатки 138
Риодацит 12, 20, 33
Риолит 12, 20
Рифы 131—132, 280, 295, 298
Роговая обманка 50, 51, 184, 185
— — базальтическая 185
Родохрозит 250, 261
Рудные корки (см. Железо-марганцевые корки)

Сапонит 224, 261
Седиментогенез океанский 273
— — вулканогенно-осадочный 346
— — пелагический 273—276, 346
— — приконтинентальный 273—276, 346
Серпентин 15, 48—50, 212, 259, 260
Серпентинит 60, 66, 352
Сидерит 250
Силл 30, 31
Сильт 109, 112
Сланцы амфиболитовые 60—63
— зеленые 60—65
— метаморфические 60
— флогопитовые 65
Слюда 209, 210
Смектит, 15, 18, 222
Сольфатара 103
Спилит 60, 65
Спрединг 89, 92
Срединно-океанские (срединно-океанические) хребты 30, 38, 45—47, 88—91, 95—98, 303—306, 347, 351
Стильпномелан 212
Структура биогенно-детритовая 107, 108, 127, 132, 134, 142
— биоморфная 107, 108, 127—129, 131, 147, 148
— вариолитовая 18
— витрокластическая 108, 113—115, 141—143
— витрофировая 18
— габбро-долеритовая 18, 59
— гиалопилитовая 18
— грубообломочная 107, 108
— долеритовая 18, 59
— интерстициально-офитовая 18
— кокколитовая 107, 108, 127
— кристаллокластическая 108
— кумулятивная 81
— литокластическая 108
— микродрузовая 150
— микрочешуйчатая 107, 108, 121
— призматически-зернистая 150

— радиоляриевая 107, 108, 148
— сидеронитовая 51
— спикуловая 107, 108, 149
— сферолитовая 150
— фораминиферовая 107, 127
— цельнораковинная 107, 127
Суспензионный поток 161, 282—284
Сфалерит 31
Сфен 50, 51

Тальк 48—50, 211, 212
Тефра 107, 112—115, 141, 142
— витрокластическая 114, 141, 142
— кристаллокластическая 113
— литокластическая 113
Тефроид 112—114
Тефро-турбидит 114
Течения придонные 110—112, 181, 282, 283, 351
— струйные 167
Титанавгит 181
Титаномагнетит 18, 50, 51
Тодорокит 152, 153, 251, 258
Толеит кварцевый 11
— океанический 12, 21—26, 30, 31, 75
— оливиновый 11, 23
— плагиоклазовый 23
Траппы 38
Трахит 20, 25, 33—35
Тремолит-актинолит 48—51, 212
Троилит 266, 267
Троктолит 50
Турбидит 110—112, 138, 161, 284
— вулканотерригенный 299, 302
— известковый 294
— эдафогенный 117, 118, 306
Туфо-глина 139, 302
Туфо-турбидит 297, 302
Туффит 138—143

Углеводороды 102, 307, 311, 315, 317, 328
Ультрабазит (см. Породы ультраосновные)
Уралит 50

Фациальная организация 270
— система 270, 271
Фациальное районирование 272—276
Фации 269—272
— абиссальных равнин 284, 285
— гальмиролиза 304
— глубоководных желобов 300—303
— карбонатные 292—295
— континентального подножия 283
— — склона 280—282
— контуритов 282, 283
— коралловых атоллов 295
— океанские 272
— островных дуг 297—300
— пелагические 285—295
— — абиссальные 288—292
— —океанских котловин 288—292
— — поясов кремненакопления 290—292
— подводных гор 295
— — поднятий (возвышенностей) 292—295
— — хребтов 292—295, 304
— прибрежные 278, 279
— прижерловые 115
— приконтинентальные 277—285
— проливов 298
— рифовые 295
— рифтовых зон 304
— склонов островов 295
— среднего шельфа 279
— субокеанские 296, 297
— турбидитов 281—285, 297, 302, 303
— шельфа 278—280
— эксгалятивно-осадочные 305
Фация амфиболитовая 28, 60, 65, 67
— гранулитовая 60, 68
— зеленосланцевая 28, 29, 60, 65
— сульфидная 265
— цеолитовая 28, 60
Фельдшпатоиды 18
Ферригидрит 261—263
Ферримонтмориллонит 223—225, 262
Филлипсит 149—151, 237—239
Флюиды 77
Фонолит 35
Формация альпинотипная (см. Дунит-гарцбургитовая)
— дунит-гарцбургитовая (перидотитовая) 45, 51—55
— дунит-пироксенит-габбровая 45, 51—54
— перидотитов повышенной щелочности 51—53
Фосфат 155, 234, 251, 361
— аморфный 361, 371
— микрокристаллический 361, 371
Фосфоритовые конкреции 155, 361—373
Фосфориты 352, 361—376
— желваковые 367
— конгломератовые 361, 367
— метасоматические 361
Франколит 367, 370
Фторкарбонатапатит 251, 361, 364, 365, 374
Фумаролы 102

Халцедон 136
Халькопирит 31
Хлорит 15, 48—51, 120—122, 217, 219, 222, 259, 261
Хризотил 259—263
Хромшпинелид 49, 211

Целестобарит 248, 249
Цеолитит 149
Цеолиты 149—151, 237—240
Циркон 50, 51, 187, 188

Шамозит 246
Шаровая лава (см. Пиллоу-лава)
Шпинель 18, 48

Щебень 117

Эдафогенный материал 117—119, 210—214, 306
Эксгаляции подводные 305
Эксплозивность (см. Коэффициент эксплозивности)
Эмиграция битумоидов (жидких углеводородов) 320, 322
Эпидот 28, 187, 188, 212

Аббот (Abbot A. T.) 94, 99
Авдейко Г. П. 63, 97
Айзекс (Isacks B.) 91
Алексина И. А. 111, 115
Ангуита (Anguita F.) 94
Андру (Andrew J.) 350
Андрущенко П. Ф. 345, 353, 356
Аптон (Upton B. G. J.) 98
Аррениус (Arrhenius G.) 175, 199, 237, 238, 240, 242, 248, 249, 353, 359
Артюшков Е. В. 93
Архангельский А. Д. 104, 282, 375
Арчер (Archer A. A.) 358, 359
Астафьев В. П. 331
Астон (Aston S. K.) 222, 223
Аумento (Aumento F.) 20, 29, 40, 45, 48, 51, 55, 59, 61, 68, 69, 80, 81, 96, 97
Афанасьева М. М. 314

Багир-Заде Ф. М. 310
Бакстер (Baxter A. N.) 98
Балашов Ю. А. 56, 70
Батурин Г. Н. 66, 152, 153, 156, 234, 251, 259, 280, 361, 363—368, 371, 372, 375
Бауман (Baumann A.) 262, 264
Бачанан (Buchanan I. V.) 345
Бёггилд (Boggild O. B.) 232
Безруков П. Л. 36, 42, 43, 48, 52, 53, 65, 104, 106, 109, 113, 118, 130, 133, 134, 136, 143, 145, 146, 153—155, 161, 211, 213, 259, 262, 273, 287, 294, 297, 304, 306, 346, 349, 353, 356, 361, 373, 375
Бекер (Backer H.) 216, 217, 264, 265
Белл (Bell D. L.) 155
Беллаш (Bellaiche G.) 10, 89, 96
Бенс (Bence A. E.) 13
Бенсон (Benson W. E.) 160, 161, 283
Бергер (Berger W. H.) 129
Бердж Дж. 90
Бернет (Burnett W. C.) 371
Берри (Berry R. W.) 222
Бёстром (Boström K.) 152, 259, 261, 291, 305, 350, 355
Беус А. А. 165
Бискайе (Biscaye P. E.) 120, 214, 240
Бишоф (Bischoff J. L.) 152, 153, 216, 258, 264, 265
Блажчишин А. И. 250
Блисковский В. З. 364, 365
Богданов Ю. А. 41, 45, 49, 52, 54, 58, 61, 81, 111, 113, 136, 211, 225, 255
Боллард (Ballard R. D.) 89, 96
Бонатти (Bonatti E.) 11, 26, 29 (40, 41, 44—46, 55, 60, 61, 65, 68, 70, 80, 81, 89, 96, 152, 175, 237, 238, 242, 248, 249, 259, 261, 268, 305, 350
Борли (Borley G. D.) 98
Ботвинкина Л. Н. 138
Ботт М. 90, 92, 93
Боуин (Bowin C. O.) 41, 47
Боума (Bouma A. H.) 111, 112
Брайан (Bryan W. B.) 12, 13, 15, 89
Брандидж (Brundage W. L.) 352
Браун Г. 53, 54, 58
Брекер (Broecker W. S.) 264, 347
Бриндли (Brindley G. W.) 246
Бродская Н. Г. 375
Бруэр (Brewer P. G.) 264
Буго (Bougault H.) 13, 17, 73
Буда (Booda L. L.) 358, 359
Бурков В. А. 349
Буряковский Л. А. 310
Бутузова Г. Ю. 151, 237—240, 242, 243, 249, 254, 256
Бушинский Г. И. 172
Бэркл (Burckle L. H.) 135
Бэрст (Burst I. F.) 243

Вайн (Vine F. J.) 44, 89, 90, 96
Ван Андел (van Andel T. H.) 212, 248, 294
Васильев Ю. Р. 52, 53
Вассоевич Н. Б. 319, 321, 342
Ведепол (Wedepohl K. H.) 29, 165
Велинский В. В. 53
Величко Е. А. 313
Венинг-Мейнес Ф. А. 92
Венкатаратнам (Venkatarathnam K.) 214, 240
Веннер (Wenner D. B.) 41
Ви (Veeh H. H.) 365, 366, 371
Виллис (Willis J. P.) 349, 352, 356
Вильсон (Wilson J. T.) 90, 91
Виндон (Windon H. L.)
Виноградов А. П. 53, 75, 77
Волков И. И. 354
Волмсли (Walmsley P. I.) 325
Вольф К. Х. 231
Воронков Ю. С. 333
Воткинс (Watkins N. D.) 44, 63, 349, 350
Вустер (Wooster W. S.) 376

Гаджиев Р. М. 341
Галопин (Galopin R.) 202
Ган (Gunn B. M.) 44, 63
Гапошкин (Gaposhkin E. M.) 94
Гарднер (Gardner F. J.) 135, 308, 309
Гаст (Gast P.) 33, 77—79
Гейм (Game P. M.) 202
Геодекян А. А. 319, 321, 322, 333—335, 337
Герасимовский В. И. 79
Гершанович Д. Е. 189, 196
Гилл (Gill J.) 29
Гиллери (Gillery F. H.) 246
Гипп С. К. 89, 196
Глаголева М. А. 354
Гласби (Glasby G. P.) 349, 353, 354, 356, 359, 372, 373
Голдберг (Goldberg E. D.) 198, 199, 201—203, 207, 214, 224, 248
Голдсмит (Goldsmith J. R.) 233

Голличер (Gallicher E. W.) 243
Гомзиков В. К. 307, 308, 309
Гонларт (Gonlart E. P.) 225
Горбунова З. Н. 120—122, 163, 198, 202, 214, 217, 225
Горслин (Gorsline D. S.) 369
Горшков Г. С. 90, 91, 100, 101
Гоулд (Gould W. C.) 282
Григорьева Л. Ф. 260
Грилло (Grillot L. R.) 98
Грим (Grim R. E.) 225
Грин 33, 74, 76—78, 91, 92, 97
Гринслейт (Greenslate I. L.) 355
Гриффин (Griffin J. J.) 120, 198, 199, 201, 202, 214, 216, 224, 225, 243
Гудвин (Goodwin R. H.) 375
Гуделл (Goodell H. G.) 155, 291, 350, 352—354
Гурвич Е. Г. 249

Даймонд (Dymond J.) 94, 98, 258
Далримпл (Dalrymple G. B.) 94, 98
Д'Англежан (D'Anglejan B.) 370, 377
Дегенс (Degens E. T.) 259
Деменицкая Р. М. 79
Де Паэп (De Paepe P.) 26, 75
Депетрис (Depetris J.) 222
Детрик (Detrick R.) 89
Джейкс (Jakes P.) 29
Джексон (Jackson E. D.) 92, 143
Джибики (Jibiki H.) 59
Джонс (Jones J. G.) 20
Джонсон (Johnson R. H.) 89, 94, 291
Дзоценидзе Г. С. 112, 375
Дикенштейн Г. Х. 325
Дитц (Dietz R. S.) 69, 90, 93, 370
Дмитриев Л. В. 40, 42, 50, 54, 55, 58, 59, 70, 81, 89, 96, 143
Драйден (Dryden L.) 170
Драйден (Dryden C.) 170
Дубинчук В. Т. 367
Дуглас (Douglass R. G.) 231
Дункан (Duncan R. A.) 76
Дурмишьян А. Г. 342
Дьюи Дж. 90

Еганов Э. А. 375
Емельянов Е. М. 154, 202, 203, 243, 246, 280, 290, 364
Ерощев-Шак В. А. 214

Живаго А. В. 46
Живаго В. Н. 178, 199, 207, 208, 225

Заварицкий А. Н. 33, 91, 92
Занин Ю. Н. 361
Захаров Л. А. 155
Зезина О. Н. 279
Зеленов К. К. 96
Зен (Zen E. An.) 250
Зенкевич Н. Л. 290, 292, 349
Зенкович В. П. 278
Зиссер (Siesser W. G.) 366, 368
Зобел (Zobell C. E.) 247
Золотарев Б. В. 47, 55, 86
Зоненшайн Л. П. 86

Иванов М. В. 247
Игревский В. И. 358
Ильин А. В. 280, 352
Ингл (Ingle G. C.) 47, 111, 112, 114, 141, 142, 146
Инос (Enos P.) 130
Ислам (Islam H. K.) 29
Итс (Yeats R. S.) 13, 17, 19

Йодер Г. С. 11, 74, 76
Йоэнсуу (Joensuu O.) 152, 259, 305, 350

Кадунене Е. Ф. 332
Казаков А. В. 375
Казмин Ю. Б. 358
Кайе (Cayeux L.) 366
Калверт (Calvert S. E.) 246, 248, 250, 251, 346, 354
Калинин Д. В. 265
Калинко М. К. 322
Кальер (Cailliere S.) 246
Калятин О. А. 343
Канаев В. Ф. 36
Канвар (Kanwar J. S.) 222
Канн Дж. Р. 21, 22, 24, 31, 40, 61, 62, 66—68, 73, 89, 96, 97
Каплан (Kaplan J. R.) 247, 367
Карнс (Karns A. W.) 372, 377
Карстенс (Carstens H.) 35
Катсура (Katsura B.) 22, 76
Кауфман (Kaufman R.) 358, 359
Кашинцев Г. Л. 21, 27, 28, 36, 43—45, 48—53, 60, 62, 63, 65, 66, 81, 85
Кемпл (Kempl D. R. C.) 36, 37
Кеннеди (Kennedy V. C.) 222
Кеннет (Kennett Y. P.) 349
Керол (Caroll D.) 223
Клаг (Clague D. A.) 76, 90
Кнебел (Knebel H. J.) 222
Книппер А. Л. 69, 80
Кобленц-Мишке О. И. 290
Колле (Collet L. W.) 366, 368
Колман (Coleman R. G.) 60
Колодни (Kolodny Y.) 366, 370
Конолли (Conolly I. R.) 350
Корнелиус (Cornelius C. D.) 326, 328
Коротков Б. С. 342
Коссовская А. Г. 120, 214, 225, 240, 242
Коченов А. В. 156
Крашенинников Г. Ф. 105, 270
Кригер (Creager J. S.) 90, 112, 297
Кришнасвами (Krishnaswami S.) 347
Кронан (Cronan D. S.) 352, 353, 356, 360
Кругликова С. Б. 148
Крэг (Craig H.) 262
Крэддок (Craddock C.) 111, 112
Ку (Ku T. L.) 347
Кузнецов Ю. А. 84
Куно (Kuno H.) 22, 33, 92, 100, 101
Курасова (Kurasawa H.) 79
Курносов В. Б. 121, 141, 242, 243
Кустер (Kuster G. T.) 94, 98
Кутолин В. А. 57, 58, 76
Кьюон (Quon S. H.) 40, 50, 60, 61, 81
Кэй (Kay R.) 24, 31, 33, 34, 77—79
Кэриг (Karig D. E.) 47, 111, 112, 114, 141, 142, 146
Кэртис (Curtis C. D.) 246

Лавров В. М. 89
Лалу (Lalou C.) 347

Ламбек (Lambeck K.) 94
Лангсет (Langseth M.) 146
Ландмессер (Landmesser L. W.) 350
Левин Л. Э. 322
Лейн А. Ю. 247, 250
Ле Пишон (Le Pichon X.) 91, 352
Линн (Lynn D. C.) 250
Липкина М. И. 44, 47, 49, 63
Лисицын А. П. 7, 89, 98, 104, 106, 109, 110, 126, 132—135, 145, 146, 148, 149, 152—155, 164, 167, 169, 170, 172—176, 180, 190, 192, 199, 205, 215, 217, 227, 230, 232, 233—235, 237—240, 242, 243, 245, 255, 258, 259, 266, 272, 274, 277, 280, 286, 290—293, 297, 305, 349, 350
Лисицына Н. А. 151, 254, 256, 258
Ловенштам (Lowenstam H. A.) 231
Логвиненко Н. В. 154, 243, 245, 250, 269
Лоуренс (Lawrence P.) 349, 353, 359
Лоутон (Laughton A. S.) 36
Луканин О. В. 70
Лутц Б. Г. 53, 54
Лучицкий И. В. 88, 91
Любимова Е. А. 342
Лютенауэр (Lutenauer J. L.) 369

Майерс (Myers C. W.) 13, 15—17
Мак-Айвер (McIver R. D.) 319
Макаренко Г. Ф. 85
Мак-Бирни (McBirney A. R.) 11, 80, 98
Макдональд (Macdonald G. A.) 20, 22, 23, 33, 34, 74, 76, 80, 88, 90, 94, 98
Мак-Дугалл (McDougall J.) 90, 92, 98, 94
Мак-Илвейн (McIlvaine J. C.) 245
Мак-Кейв (McCave I. N.) 147
Мак-Кензи (McKenzie D.) 36
Мак-Ки (McKee E. D.) 250, 282
Максвелл (Maxwell A. E.) 89
Мак-Фарлин (McFarlin P. F.) 352, 369
Малахов И. А. 53, 58
Малеев Е. Ф. 114
Манхейм (Manheim F. T.) 250, 251, 352, 357, 369, 371
Маракушев А. А. 60, 66, 74, 77, 78
Марлоу (Marlowe J. I.) 375
Мартин (Martin L.) 246
Мархинин Е. К. 88, 100—102, 238
Марченко В. И. 269
Масура (Masura A.) 59
Матвеенков В. В. 18, 35, 79
Мейлан (Meylan M.) 345, 350
Мейнел (Meinel A. B.) 167
Мейнел (Meinel M. P.) 167
Мейсон Б. 165
Меллис (Mellis O.) 212
Мелсон (Melson W. G.) 15, 21, 27, 40, 41, 48, 55, 59, 61, 89, 96, 97, 212
Менард (Menard H. W.) 89—91, 94, 100
Мero (Mero J. L.) 354, 357, 358
Меррей (Murray J.) 104, 130, 133, 198, 236, 238, 241, 243, 281, 345, 366, 368, 369, 375
Метьюз (Matthews D. H.) 42, 62, 89, 90
Мехтиев Ш. Ф. 343
Милекесцев И. В. 101
Миллер (Miller A. R.) 259
Миллиган (Milligan D. B.) 369
Мильнер Г. Б. 133
Митчелл (Mitchell W. S.) 55
Мицуно (Mizuno A.) 349
Мияке (Miyake Y.) 199
Мияширо (Miyashiro A.) 21—23, 28, 29, 40, 51, 53, 57—59, 61, 68, 86, 96
Монгет (Monget I. M.) 353
Монин А. С. 349
Монтадерт (Montadert L.) 110
Морган (Morgan W. J.) 90, 91, 94, 98
Моргенштейн (Morgenstein M. E.) 350
Моритани (Moritani T.) 349
Мур (Moore J. G.) 20, 75, 89, 96, 259, 350, 356, 357
Муравьев В. И. 141, 214, 217, 225, 243
Мурби (Moorby S. A.) 356, 360
Мурдмаа И. О. 11, 18, 28, 62, 68, 96, 113—119, 121, 123, 136, 143, 150, 183, 187, 189, 194, 199, 210—213, 237, 238, 241, 242, 259, 265, 266, 269, 273, 289, 296, 298, 302, 306, 346
Мурс Э. М. 90
Мухина В. В. 365
Мьюр (Muir J. D.) 10, 14—17, 30, 33, 89, 96, 97
Мюллер (Muller K. E.) 223

Наливкин Д. В. 278
Невесский Е. Н. 278
Нейаду (Nayudu Y. R.) 114, 216, 225
Нейман В. Г. 279
Непрочнов Ю. П. 156
Неручев С. Г. 319
Ниб (Neeb I. G.) 194
Николаева И. В. 154, 155, 243, 282
Нинкович (Ninkovich D.) 78, 114
Ничолс (Nicholls G. D.) 10, 29, 40
Ноглер (Nauglar F. P.) 189
Норрис (Norris R. M.) 89, 94, 154, 373

Овчаренко А. В. 337
Одум Ю. 253
Окада (Okada H.) 146
Олли И. А. 335
Орован (Orowan E.) 93
Остроумов Э. А. 247, 248
О'Хара (O'Hara M. J.) 24, 76

Пайпер (Piper D. Z.) 354, 355
Пакхам (Packham R. E.) 222
Паркер (Parker R. J.) 368
Паркин (Parkin D. W.) 202
Пауэлл Дж. 56
Пашо (Pasho D. W.) 358, 359
Пейве А. В. 48, 69, 80, 90
Пейн (Payne R. R.) 350
Пейпайк (Papike J. J.) 47
Перри (Perry Ed.) 225
Перчук Л. Л. 78
Петелин В. П. 10, 111, 113—115, 117, 132, 149, 154, 180, 190, 194, 195, 203, 210, 230, 232, 237, 238, 241, 243, 246, 247, 249, 250, 371, 372
Петерман (Peterman Z. E.) 34
Петерсон (Peterson M. W. A.) 120, 152, 203, 207, 215, 216, 225, 243, 259, 305, 350
Пивир (Pevear D. R.) 369
Пилки (Pilkey O. H.) 369
Пим (Pimm A. C.) 120
Плейнеке (Pleuneke J. L.) 112
Плошко В. В. 41, 45, 49—52, 54, 60, 61, 81, 211

Поляков А. И. 79
Попов В. П. 189, 196
Порренга (Porrenga D. H.) 246
Постма (Postma H.) 248
Прайс (Price N. B.) 250, 346, 354
Пратт (Pratt W. L.) 154, 243, 245, 352, 369
Прокопцев Н. Г. 19, 62, 212
Просперо (Prospero J. M.) 222

Раджевски (Radczewski O. E.) 176
Райли (Riley J. P.) 259, 354
Райт (Wright T. L.) 92
Райтер (Ryther J. H.) 376
Рао (Rao S. M.) 222
Ратеев М. А. 120, 214
Ревелл (Revelle R. R.) 231, 237, 259
Рекс (Rex R. W.) 198, 373
Ренар (Renard A.) 104, 130, 133, 236, 238, 241, 243, 281, 345, 366, 368
Репечка М. А. 114, 115
Ридли (Ridley W. I.) 15, 27
Рингвуд А. Э. 33, 74, 76—78, 92
Ритман А. 11, 88, 90
Рихтер (Richter D. H.) 75, 265
Робертс (Roberts D. G.) 110
Родникова Р. Д. 314, 332
Розанова Т. В. 60, 62, 65, 66, 68, 118, 127, 130, 211—213, 259, 265, 266, 294, 304, 306
Романкевич Е. А. 155, 255, 275, 282, 319
Рона (Rona P. A.) 153, 259, 262, 352, 357
Рорлих (Rohrlich V.) 246
Росс (Ross D. L.) 156, 245, 259
Рош (Rosch H.) 216
Рудакова А. Н. 118, 194, 196, 213
Рудник Г. Б. 19—21, 23, 36, 41, 44, 45, 47—49, 51, 52, 59, 60, 62, 63, 73, 77, 81, 85, 89, 96, 211, 213
Рухин Л. Б. 106, 109

Саидова Х. М. 154, 289
Сайрес (Ciresse P.) 246
Сакалаускас К. А. 332
Саммерхайс (Summerhayes C. P.) 349, 352, 356, 361, 363, 366, 367, 372, 373, 377
Самойлов Я. В. 375
Сан (Sun S. S.) 98
Сахно В. Г. 70
Свальнов В. Н. 114, 115, 118, 120, 135, 142, 148, 189, 194, 196, 213, 291
Свенсон (Swanson S. B.) 259, 262
Свиндейл (Swindale L. D.) 222
Севастьянов К. М. 337
Сейвин (Savin S. M.) 231
Сейлс (Sayles F. L.) 258
Сейтц (Seitz M. G.) 55, 70
Семенов В. Н. 279
Сенин Ю. М. 202, 243, 364, 365
Серова В. В. 121, 122, 199, 207, 208, 225
Сиддики (Siddiquie H. N.) 189
Сидоренко Г. А. 50
Симбирева И. Г. 100
Синхейзени (Sinhaseni P.) 354
Склейтер (Sclater J. G.) 36, 89
Скорнякова Н. С. 44, 47, 49, 63, 113—115, 118, 123, 143, 150—153, 195, 199, 213, 225, 237, 238, 241, 242, 259, 289—293, 295, 304, 345, 346, 349, 350, 353—356
Скотт (Scott M. R.) 259, 262
Скотт (Scott R. B.) 254, 262, 352, 357
Слейтер (Slater R. A.) 375
Смирнов В. И. 170
Смит (Smith C. H.) 54
Снеговской С. С. 333
Соболев Н. В. 55, 57, 58, 70
Соболев С. Ф. 53
Соколов В. А. 319, 322, 333
Соколова М. Н. 289, 301
Солдатов А. В. 118, 183, 187, 189, 196, 211, 368
Сорохтин О. Г. 91—93
Спенсер (Spencer D. W.) 264
Сперс (Spears D. A.) 246
Стонсифер (Stonecipher S. A.) 240
Странгвей (Strangway D. W.) 258
Стратула Д. С. 100, 101
Страхов Н. М. 7, 104, 106, 133, 152, 153—155, 169, 170, 215, 236, 246, 250, 254, 261, 274, 282, 287, 346, 349, 350, 354
Стюарт (Stewart R. A.) 222
Сугимура (Sugimura A.) 92
Сургучев М. Л. 307—309
Сутурин А. Н. 52

Такахаши (Takahashi J. J.) 243, 245
Таландье (Talandier J.) 94, 98
Тарп (Tharp M.) 36
Татсумото (Tatsumoto M.) 70
Тейер (Thayer T. P.) 40, 54
Тейлор (Taylor H. P.) 41
Тернер Ф. 35
Тесленко П. Ф. 342
Тилли (Tilley C. E.) 10, 11, 14—17, 30, 76, 89, 96, 97
Тиррел (Tyrrel G. W.) 35
Токарев П. И. 100
Толер (Toler L. G.) 245
Томпсон (Thompson G.) 24, 27, 36—38, 40, 54, 59, 61, 89, 96, 97, 259
Томсон (Thomson C. W.) 345
Троцюк В. Я. 318, 334
Тумс (Tooms I. S.) 356
Тучолке (Tucholke B. E.) 111, 119, 122, 136, 143, 147, 149, 161, 283

Уайт (White S. M.) 29, 245
Уеда (Uyeda S.) 92
Уильямс (Williams H.) 35, 80
Уильямсон (Williamson M. E.) 354, 355
Умбгров Дж. 91
Учупи (Uchupi E.) 189, 369
Ушаков С. А. 92, 93
Уэйджер Л. 53, 54, 58

Фан (Fan P.-F.) 222
Федотов С. А. 92
Фербридж (Fairbridge R.) 231
Фергюсон (Ferguson W. S.) 223
Ферлоу (Furlow J. W.) 377
Ферхуген Дж. 35
Филатова З. А. 289
Филип (Philip G.) 368
Филлипс (Phillips J. D.) 40
Филпотс (Philpotts J. A.) 27
Фишер (Fisher D. E.) 26, 114
Фишер (Fisher R. L.) 42, 43, 45, 47—51, 55, 59, 62, 81, 89, 96
Флипс (Flipse J. E.) 358, 359

Фогт (Vogt P. R.) 92, 111, 119, 122, 136, 143, 147, 149, 161, 259, 350, 356, 357
Фокс (Fox P. J.) 118, 187, 211—213
Фомина Л. С. 247
Фон дер Борч (Von der Borsh C. C.) 250
Фон Рад (Von Rad U.) 216
Фор Г. 56
Фрей (Frey F. A.) 12, 17, 23, 25, 27, 29, 32, 37, 75
Фрейзер (Frazer Y. Z.) 353, 359
Фрейкс (Frakes L. A.) 356, 360
Фридрих (Friedrich C. H.) 359
Фримен (Freeman T.) 130
Фрих-Хар Д. И. 44, 45, 60, 63
Фролова Т. И. 21, 23, 41, 47, 49, 59, 73, 77, 81, 82, 86

Хаин В. Е. 322
Хамилтон (Hamilton E. L.) 373, 375
Хаммонд (Hammond A. L.) 89, 93
Хапер (Harper M. L.) 326, 328
Харин Г. С. 259, 352, 368
Харрис (Harris P. G.) 75, 76, 354
Харт (Hart S. R.) 20, 27, 32, 55, 70, 83, 89
Хасавей (Hathaway J. C.) 369
Хатчинсон (Hutchinson J. E.) 361
Хауэр (Hower J.) 225, 243
Хворова И. В. 112
Хедж (Hedge C. E.) 34, 36, 79
Хей (Hay R. L.) 238
Хейс (Hayes J. B.) 78, 120
Хекиньян (Hekinian R.) 10, 13, 17, 36, 37, 40, 43, 48, 49, 63, 73, 81, 89
Херман (Herrmann A. G.) 29
Херманс (Hermance J. F.) 98
Хермес (Hermes O. D.) 98
Хернан (Hernan F.) 94
Херсли (Hersly J. B.) 41
Хертцлер (Heirtzler J. R.) 89, 90, 96, 143
Хесс (Hess H. H.) 44, 90, 91, 93
Хивенс (Hevens R. G.) 97
Хизен (Heezen B. C.) 36, 44, 114, 118, 161, 187, 211—213, 282, 283, 373
Ходжес (Hodges F. N.) 47
Холлистер (Hollister C. D.) 111, 112, 147, 282, 283
Хорн (Horn D. R.) 114, 349, 352—354, 359
Хофферт (Hoffert M.) 89

Циглер (Ziegler P. A.) 325
Цимбальникова (Cimbalnikova A.) 245

Чейв (Chave K. E.) 231
Чейс (Chase R. L.) 30, 41
Чернышева В. И. 18, 20, 28, 42, 43, 45, 49, 50, 52, 60, 62, 66, 68, 81, 89, 96, 98, 211, 212, 262
Черч (Church T. M.) 248, 249
Честер (Chester R.) 222
Чин Мин Сунг (Chien Min Sung) 37
Чухров Ф. В. 263, 265

Шанд (Shand S.) 40
Шанцер Е. В. 270, 271
Шараськин А. Я. 70, 89
Шарфман В. С. 67
Швецов М. С. 106, 119, 133
Шейнманн Ю. М. 53, 54
Шелл (Schoell M.) 90, 112, 265
Шеминэ (Cheminee J. L.) 89, 96
Шепард (Shepard F. P.) 237, 238, 280
Шерер И. Ф. 74
Шеридан (Sheridan R. E.) 160, 161, 283
Шидо (Shido F.) 21—24, 32, 41, 58
Шики (Shiki T.) 375
Шиллинг (Schilling J. G.) 24—26, 70, 75, 94, 97, 98
Шимкус К. М. 156
Шлангер (Schlanger S. O.) 143
Шминке (Schmincke H. U.) 36, 79
Шолл (Sholl D. W.) 250, 297
Шоу (Show H. R.) 92
Штеренберг Л. Е. 127
Шульце-Веструм (Schultze-Vestrum H. H.) 359
Шурко И. И. 189, 190, 196, 202

Эглер (Eggler D. H.) 41
Эймс (Ames L. L.) 375
Элерс (Ehlers E. G.) 40, 50, 60, 81
Эль Вакил (El Wakeel S. K.) 259
Эльзассер (Elsasser W. M.) 93
Эмери (Emery K. O.) 189, 280, 369, 370, 377
Эмсли (Emslie R. F.) 70
Энгель (Engel A. E. J.) 13, 69, 76, 77, 89, 96, 97
Энгель (Engel C. G.) 13, 42, 43, 45, 47—51, 54, 59, 62, 81, 89, 96, 97
Эрлих Э. Н. 92, 100, 101

Юинг (Ewing M.) 147, 154, 349, 352
Юрнен (Urien C. M.) 154

Ярошевич М. С. 333
Ярошевский А. А. 77

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА СЕРИИ «ОКЕАНОЛОГИЯ» *(А. С. Монин)* 5

ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА *(П. Л. Безруков)* 7

Глава I

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДНА ОКЕАНОВ 9

§ 1. Эффузивные породы *(Г. Б. Рудник)* 9

§ 2. Интрузивные породы *(Г. Л. Кашинцев)* 38

§ 3. Метаморфические породы *(Г. Л. Кашинцев)* 60

§ 4. Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород *(Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, Г. Л. Кашинцев)* 69

Глава II

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНОВ *(Г. П. Авдейко, Е. К. Мархинин)* 88

§ 1. Географическое распределение вулканов и геотектонические позиции зон вулканизма 88

§ 2. Вулканизм центральных частей океанов 94

§ 3. Вулканизм обрамления океанов 100

§ 4. Роль вулканизма в балансе вещества на поверхности Земли 101

Глава III

ОСАДКИ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНОВ *(И. О. Мурдмаа)* 104

§ 1. Обломочные осадки и породы 106

§ 2. Глинистые осадки, глины 119

§ 3. Известковые осадки, известняки 125

§ 4. Кремнистые осадки и породы 133

§ 5. Многокомпонентные («смешанные») осадки и породы . . 137

§ 6. Некоторые особые типы океанских осадков и осадочных пород 149

§ 7. Формирование литологических типов осадков в океане . . 156

Глава IV

МИНЕРАЛОГИЯ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ 163

§ 1. Источники, закономерности подготовки, транспортировки и отложения минералов в океанах *(А. П. Лисицын)* 164

§ 2. Обломочные терригенные и вулканогенные минералы песчано-алевритовой фракции *(И. О. Мурдмаа, В. В. Серова, А. П. Лисицын, Е. М. Емельянов)* 180

§ 3. Кварц и полевые шпаты в осадках *(В. В. Серова, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа)* 198

§ 4. Эдафогенные минералы *(И. О. Мурдмаа, Т. В. Розанова)* . . . 210
§ 5. Глинистые минералы *(З. Н. Горбунова, А. П. Лисицын)* . . . 214
§ 6. Биогенные минералы *(А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин)* . . . 230
§ 7. Аутигенные минералы *(И. О. Мурдмаа, Н. А. Лисицына, Г. Б. Бутузова, А. П. Лисицын)* . . . 236
§ 8. Гидротермальные минералы в осадках *(Т. В. Розанова, А. П. Лисицын)* . . . 258

Глава V

ОКЕАНСКИЕ ФАЦИИ *(И. О. Мурдмаа)* 269
§ 1. Фациальный анализ современного океанского седиментогенеза . . . 269
§ 2. Приконтинентальные фации . . . 277
§ 3. Пелагические фации . . . 285
§ 4. Фации окраинно-океанских геосинклинальных поясов тихоокеанского типа . . . 296
§ 5. Фаций внутриокеанских подвижных поясов и зон разломов . . . 303

Глава VI

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АКВАТОРИЙ 307
§ 1. Краткая характеристика нефтегазоносности подводных недр *(А. А. Геодекян, А. Забанбарг)* . . . 307
§ 2. Геолого-геохимические закономерности распределения нефтегазоносных регионов в Мировом океане *(А. А. Геодекян, И. Т. Дубовской, В. Я. Троцюк, Г. Ф. Ульмишек)* . . . 317

Глава VII

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИОННЫЕ РУДЫ *(П. Л. Безруков)* 345
§ 1. Распространение Fe-Mn конкреций . . . 345
§ 2. Изменения химического состава Fe-Mn конкреций на площади дна океанов . . . 352
§ 3. Перспективы практического использования океанских конкреционных руд . . . 357

Глава VIII

ФОСФОРИТЫ НА ДНЕ ОКЕАНОВ 361
§ 1. Фосфориты на континентальных окраинах *(Г. Н. Батурин)* . 361
§ 2. Фосфориты на подводных горах *(Г. Н. Батурин, П. Л. Безруков)* 373
§ 3. О генезисе океанских фосфоритов *(Г. Н. Батурин)* . . . 375
§ 4. Перспективы практического использования океанских фосфоритов *(Г. Н. Батурин)* . . . 377

ЛИТЕРАТУРА . . . 378

Предметный указатель . . . 404

Именной указатель . . . 409

ОКЕАНОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНА

Осадкообразование и магматизм океана

Утверждено к печати Институтом океанологии
им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР

Редактор **В. Н. Свальнов**
Редактор издательства **Л. П. Ладычук**
Художник **Б. А. Кузнецов**
Художественный редактор **И. К. Капралова**
Технический редактор **С. Г. Тихомирова**
Корректоры **Н. Г. Васильева, Л. В. Письман**

ИБ № 7226

Сдано в набор 03.10.78.
Подписано к печати 12.04.79.
Т-08712. Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Бумага типографская № 1
Гарнитура обыкновенная
Печать высокая
Усл. печ. л. 37,45. Уч.-изд. л. 39,2
Тираж 8100 экз. Тип. зак. 1140
Цена 3 р. 30 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»
121099 Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2923

Серия «ОКЕАНОЛОГИЯ» по широте охвата современных проблем и систематичности изложения не имеет себе равной в мировой литературе. Монографии серии подводят итог многолетнего развития мировой океанологии как комплексной науки и дают необходимую научную основу для разработки программ дальнейших научных исследований.

Серия «ОКЕАНОЛОГИЯ» состоит из пяти двухтомников, посвященных физике, химии, геологии, геофизике и биологии океана.

«ФИЗИКА ОКЕАНА» — двухтомник посвящен основам термогидромеханики океана, особенностям океанской турбулентности, проблеме взаимодействия океана и атмосферы, оптике океана, волновым процессам в океане (как высокочастотным, так и низкочастотным) и крупномасштабным течениям.

«ХИМИЯ ОКЕАНА» — двухтомник посвящен особенностям распределения газов, органических веществ, биогенных элементов, микроэлементов и компонент карбонатной системы в водах Мирового океана, химическому балансу Мирового океана и процессам его химического загрязнения, проблемам формирования химического состава и ранних стадий процессов диагенеза морских и океанских осадков, современным представлениям о геохимической эволюции Мирового океана.

«ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНА» — двухтомник посвящен основным проблемам литологии, минералогии и фаций донных осадков, петрологии магматических пород океанского дна и минеральных ресурсов дна, истории геологического развития океанов в мезозое и кайнозое, обобщениям по тектонике и условиям палеосреды океанских областей Земли.

«ГЕОФИЗИКА ОКЕАНА» — двухтомник посвящен методам морских геофизических исследований и особенностям основных геофизических полей в океане, современным представлениям о глубинном строении Земли и эволюции ее оболочек, характеристике теории тектоники литосферных плит и новейшим палеогеодинамическим реконструкциям.

«БИОЛОГИЯ ОКЕАНА» — двухтомник посвящен глобальным закономерностям распределения жизни в океане и их зависимостей от факторов окружающей среды, проблеме управления биологической продуктивностью океана, основным сведениям об океанских экосистемах и об использовании человеком биологических ресурсов океана, влиянию антропогенных загрязнений океана на морские организмы.

Серия «ОКЕАНОЛОГИЯ» представляет исключительный интерес для всех океанологов: физиков, химиков, геофизиков, геологов и биологов. Отдельные монографии серии безусловно окажутся полезными и для более широких кругов физиков, химиков, геологов и биологов. Издание будет несомненно полезно также и для специалистов гидрометеослужбы, рыбного промысла, торгового и пассажирского флота, геологов-практиков, инженеров и других специалистов, связанных в своей практической деятельности с морями и океанами. Монографии серий будут ценнейшим пособием для студентов и аспирантов университетов, гидрометеорологических, физико-технических, рыбохозяйственных и геологических институтов.