



ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ
И
ОКЕАНСКАЯ
СЕДИМЕНТАЦИЯ
И
ВУЛКАНИЗМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ И ОКЕАНСКАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ВУЛКАНИЗМ (СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА)

Труды, вып. 396



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

1984



Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

**GEOSYNCLINE AND OCEANIC SEDIMENTATION
AND VOLCANISM
(comparative characteristics)**

Transactions, vol. 396

Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика) / И.В.Хворова, Т.А.Вознесенская, В.И.Гречин, В.Н.Григорьев, М.Н.Ильинская, Т.Н.Хераскова. — М.: Наука, 1984. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).

В работе обобщены данные о седиментации и вулканизме в фанерозойских геосинклинальных бассейнах и океанах. С использованием большого фактического материала рассмотрены особенности формирования обломочных (терригенных, вулканогенных, эдафогенных, олистостромовых) отложений, карбонато- и кремненакопления, образования некоторых рудных концентраций. Проведено сравнение геосинклинальных и океанских седиментаций и вулканизма и показаны черты их сходства и различия.

Работа рассчитана на геологов широкого профиля, а также литологов и петрологов.
Табл. 8, ил. 37, библиогр. 409 (назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев, В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),

Corresponding-member of Academy of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev, V.G. Gerbova, V.A. Krashenninikov

Responsible editor

corresponding-member of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev

ВВЕДЕНИЕ

Успехи литологии за последние 40 лет во многом связаны с применением сравнительно-литологического метода, развитию которого мы в первую очередь обязаны Н.М. Страхову. Уже на первом этапе использования этого метода, при изучении платформенных отложений и осадков современных морей, были отмечены три типа литогенеза: аридный, гумидный, ледовый. Изучение геосинклинальных отложений привело к выделению вулканогенно-осадочного литогенеза, многие стороны которого в сравнительном аспекте долго оставались недостаточно разработанными. Для этого требовалось детальное изучение периферических частей континентов, где располагаются молодые геосинклинальные пояса. В дальнейшем изучение океанов заставило выделить самостоятельный тип океанского литогенеза, многие особенности которого связаны с иным соотношением площадей аккумуляции и водосборов, иными глубинами, а также с особым характером вулканизма. Результаты изучения океанов, в частности глубоководное бурение, показало сходство строения второго геофизического слоя океанов и офиолитового комплекса геосинклиналей. В связи с этим была выделена ранняя океаническая стадия развития геосинклиналей [Пейве, 1969], что само по себе делает перспективным сравнение геосинклинального и океанского осадкообразования. Вместе с тем сейчас довольно остро встал вопрос — что же следует вкладывать в понятие "океаническая природа" геосинклиналей: только ли характер земной коры, или также особенности седиментации, вулканизма и морфометрии бассейнов; очевидно, здесь необходимы разнообразные исследования, относящиеся и к геосинклиналям, и к океанам. При этом, наверное, большое значение будет иметь формационный анализ: выделение и сопоставление формаций и формационных рядов в складчатых поясах континентов и разных структурных зонах океанов. Такому анализу, с нашей точки зрения, следует предпослать изучение осадкообразования и вулканизма, происходивших в "раннегеосинклинальных" морях, и сравнить их с такими современными океанов. Важность генетического подхода при выделении формаций неоднократно подчеркивалась П.П. Тимофеевым. Уже сейчас, даже при известной фрагментарности данных очевидно, что развитие современных океанических бассейнов сложное. В работе эта проблема не рассматривается; как не приводится и сравнение истории формирования осадочных и вулканических накоплений в разных структурных зонах геосинклиналей и океанов. Авторы ставили перед собой задачу сравнить осадкообразование в геосинклиналях прошлого и в океанах, не только в современных, но и в раннеэоценовых.

В сравнительном аспекте рассмотрены все главные седиментационные процессы, которые могут способствовать решению поставленного вопроса: обломочная седиментация, карбонато- и кремнеосаждение, формирование некоторых рудных накоплений.

Большое внимание уделялось также петрохимии вулканических пород. Перед авторами сразу возникла трудность в определении — что отнести к "ранним стадиям" геосинклинального развития. Решено было в основном ограничиться рассмотрением "дофлишевых" толщ, в составе кластики которых участвуют уже продукты

разрушения пород гранито-метаморфического комплекса, поступавшие с внутренних поднятий. Такого ограничения авторы, однако, придерживаются не очень строго, и в тех случаях, когда тот или иной тип седиментации сохраняется на более поздней стадии и для его характеристики имеется хороший материал, он используется.

Работа основана на региональных исследованиях, проводившихся авторами в различных регионах (Казахстан, Монголия, Урал, Камчатка, Корякия, Кавказ и др.), а также на использовании большого литературного материала, касающегося как геосинклинальных формаций, так и океанской седиментации; в частности, широко применялись данные глубоководного бурения в океанах.

В процессе работы авторы еще раз убедились в справедливости тезиса об эволюции седиментогенеза и вулканизма, отразившихся на составе осадочных пород и вулканитов. Это следует иметь в виду при сравнении древних и молодых образований. Наиболее "консервативным" в этом отношении является обломочное осадконакопление, сохраняющее основные черты на протяжении всего фанерозоя. Что касается гидрогенной седиментации, то она испытала существенные изменения и в связи с эволюцией биоса и, вероятно, в связи с некоторыми изменениями в составе гидросферы.

Основные разделы написаны следующими авторами: Т.А. Вознесенской — терригенная седиментация; В.И. Гречиным — кремненакопление; В.Н. Григорьевым — седиментация эдафогенного материала, олистостромы, железомарганцевое рудонакопление; М.Н. Ильинской — фосфатонакопление; М.Н. Ильинской, Т.Н. Херасковой — вулканизм; И.В. Хворовой — седиментация вулканогенного обломочного материала, карбонатонакопление.

ТЕРРИГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ

Как в океанах, так и в геосинклинальных бассейнах прошлого терригенное осадко-накопление развито очень широко. В океанах наиболее представительные разрезы терригенных накоплений тяготеют к континентальным окраинам, где они гранулометрически разнообразны; по мере удаления от континента, как правило, сокращается количество обломочного материала и уменьшается его размерность, что сказывается и на минеральном составе осадков. Данные глубоководного бурения показывают, что терригенная седиментация имела место на протяжении всей истории развития океанов; усиление или ослабление ее обусловлено главным образом тектоническими событиями в системе континент—океан и эвстатическими колебаниями уровня океана. В геосинклиналях наблюдается та же тенденция в пространственном размещении терригенных образований, что и в океанах.

При характеристике терригенного осадкообразования необходимо осветить: состав кластики и ее источники, основные генетические типы, которые в обломочной седиментации определяются в основном механизмом транспортировки и отложения материала и фашиально-палеогеографические обстановки накопления терригенных толщ.

СОСТАВ КЛАСТИКИ И ЕЕ ИСТОЧНИКИ

Состав пород и ландшафт питающих провинций, как известно, определяют минеральный состав терригенного материала. Для выявления особенностей источников сноса рационально было бы выделить четыре группы минеральных ассоциаций терригенной кластики: кварцевую, плагиоклаз-кварцевую, литическую и миктитовую. Первая и третья группы характеризуются резким преобладанием соответственно кварца и литических фрагментов; во второй может превалировать кварц, но по сравнению с кварцевой ассоциацией в ней высоко содержание полевых шпатов; в миктитовой группе количество всех трех компонентов довольно близкое. Такое выделение минеральных ассоциаций связано с тем, что не существует единого способа оценки содержания главных компонентов; она значительно варьирует в зависимости от методики подсчета [Valloni, Maunard, 1981]. Кроме того, в работах, посвященных минеральному составу обломочных пород, часто не указывается методика подсчета или вообще не приводятся количественные данные, а породы определяются как кварцевые, аркозовые, литические и т.п.

Кварцевая ассоциация. В современных и более древних отложениях океанов эта ассоциация развита на континентальных окраинах атлантического типа, обрамляющих древние платформы. Прекрасным примером служат континентальные окраины Африки. В четвертичных отложениях Мозамбикского канала (скв. 243, 244) песчано-гравийный материал состоит из кварца (90—95%), полевых шпатов (2—7%), обломков пород — гранитов, кварцитов (2%), фораминифер (1%); попадает мелкая галька сланцев. В осадках Нильского конуса выноса (скв. 131) кварца содержится 85—92%, полевых шпатов 1—9, обломков пород 4—15. В восточной части Аденского залива (скв. 232) гемипелагические нанноилы (позднемиоценовые до современных) содержат прослой алевритового и песчаного материала, состоящего из кварца (90—95%) и плагиоклазов (5—10%).

Высокая минеральная зрелость этой ассоциации обусловлена не только составом пород питающих провинций, но и высокой степенью завершенности их выветривания. Определенную роль играл длительный транзит обломочного вещества к месту отложения.

Кварцевые песчаники встречаются и в геосинклинальных системах континентов; они известны в палеозойских фтанитово-терригенных отложениях эвгеосинклинального пояса Фрезер Кордильер, где составляют 10—30% разреза и приурочены главным образом к его ордовикской части. Содержание SiO_2 в них достигает 98%. Источником кварцевого материала служила платформенная суша, расположенная восточнее геосинклинального бассейна [Roberts, 1964].

В каледонидах Центрального Казахстана кварцевая ассоциация развита в раннегеосинклинальных комплексах. Она приурочена к карбонатно-кремнистой (черносланцевой) ванадиеносной и фосфатоносной формациям. Кварцевые песчаники мономинеральные, иногда с примесью обломков кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев, наблюдаются в виде маломощных прослоев среди глинистых сланцев. Формация занимает краевые части геосинклинальных прогибов, примыкающие к срединным массивам и сопоставимые с континентальными окраинами [Хераскова, 1979].

Плагиоклаз-кварцевая ассоциация. Генетически она тесно связана с предыдущей, также тяготеет к континентальным окраинам атлантического типа, но имеет более широкое распространение. В Северной Атлантике (скв. 113) встречены среднеплиоценовые грубые алевриты и пески, состоящие из кварца (до 70%) и плагиоклазов. Попадают ортоклазы, слюды, обломки метаморфических и базальтовых пород. Тяжелая фракция представлена минералами, характерными для метаморфических толщ, и рудными. Юго-западнее, в плейстоценовых песках абиссальной равнины Сом, содержится до 70% кварца, которому подчинены полевые шпаты и литические фрагменты (известняки, алевролиты, кварциты). Ассоциация тяжелых минералов — роговообманково-пироксен-эпидотовая с гранатом, цирконом и апатитом. Источником этих песков был континент с умеренно выветрелыми метаморфическими породами (сланцы, амфиболиты, гнейсы) и гранитами [Murdmaa et al., 1979]. В восточной части Атлантики плагиоклаз-кварцевая ассоциация встречается в Бискайском заливе (скв. 398), у западных берегов Африки (скв. 370, 368 и др.).

Рассматриваемая ассоциация широко развита в Индийском океане у восточных берегов Африки: в Мозамбикском (скв. 248), Мадагаскарском (скв. 239), Сомалийском (скв. 234, 240 и др.) бассейнах; южнее Азиатского континента она наблюдается в отложениях Индского конуса выноса (Аравийское море, скв. 221), Бенгальского и Никобарского сееров (скв. 218, 211).

В Тихом океане примером этой ассоциации могут служить некоторые песчаники Аляскинской абиссальной равнины (скв. 178). В них содержание кварца и полевых шпатов достигает 80—90%, причем последние преобладают над кварцем; эту разновидность ассоциации можно определить как кварц-плагиоклазовую, в отличие от плагиоклаз-кварцевой разновидности, развитой в Атлантическом и Индийском океанах. В составе тяжелых минералов доминирует эпидот, которому подчинены амфиболы и пироксены; встречаются гранат, циркон и слюды — мусковит и биотит. Источником такого материала могли быть андезит-гранодиорит-метаморфические породы.

В геосинклиналиях, так же как и в океанах, плагиоклаз-кварцевые обломочные породы распространены довольно широко, и основная масса их тяготеет к краевым зонам геосинклиналей, примыкающим к источнику сиалического материала — континенту.

Ярким примером мощных накоплений плагиоклаз-кварцевых обломочных пород является верхнемеловая терригенная формация Западной и Центральной Камчатки. Главные компоненты терригенов — кварц и полевые шпаты (кислые

плагиоклазы, реже — калишпаты); литические фрагменты, не более 20% — кварциты, гнейсы, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые аргиллиты, реже — филлиты, средние и кислые эффузивы, иногда гранитоиды. Питающей провинцией была обширная "сиалическая суша", располагавшаяся западнее и юго-западнее геосинклинального бассейна Камчатки. Сохранившиеся осадки относятся к континентальному склону и частично к шельфу [Гречин, 1979].

В ордовикско-силурийских геосинклинальных формациях Южного Урала сиалическая кластика представлена кварцем, полевыми шпатами, слюдой (мусковит, биотит), гранитоидами, кварцитами, слюдистыми сланцами. Постоянными акцессориями являются: циркон, апатит и рудные минералы; спорадически в значительных количествах присутствуют турмалин и гранат, иногда наблюдается много эпидота [Хворова и др., 1975]. Континент, поставивший сиалическую кластику, располагался на западе и северо-западе, и потому плагиоклаз-кварцевые обломочные породы развиты в западных градациях формаций [Формации..., 1978]. Очень широко плагиоклаз-кварцевая ассоциация распространена в каледонидах Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии. Она наиболее представительна в кембро-ордовикском флише [Вознесенская, 1980].

Литическая ассоциация. Она характеризуется обилием обломков пород, низким содержанием кварца и полевых шпатов. Различаются две ее разновидности. В одной преобладают фрагменты осадочных и метаморфических пород, в другой — вулканических; первая формируется от разрушения континента, вторая — островных дуг активных континентальных окраин.

Первая разновидность литической ассоциации характеризует миоценовые и плиоценовые отложения, развитые на севере Филиппинского моря — в бассейне Сикоку (скв. 297). Средний состав их: кварц — 14, полевые шпаты — 15, обломки пород — 71% [Harrold, Moore, 1975].

Ко второй разновидности относятся среднеоценовые песчаники и гравийно-галечные отложения, развитые в северо-западной части Филиппинского моря (скв. 445), состоящие из обломков плагиоклазовых и афировых базальтов, андезитов, микродиоритов и плагиоклазов, реже — роговообманковых сланцев, кремней, песчаников, известняков. В тяжелой фракции преобладают роговая обманка и авгит, меньше развиты хромит, оливин, амфибол и эпидот. В западной части Филиппинского моря плейстоценовые песчано-алевропелитовые осадки имеют состав: кварц — 5, полевые шпаты — 17, литические обломки — 78% (скв. 293). Последние представлены андезитами и дацитами, попадает вулканическое стекло. Тяжелая фракция — оливин-роговообманково-пироксеновая. Сходный минералогический состав имеют алевриты и пески плиоцена и плейстоцена в бассейне Ямато (Японское море, скв. 299). Источником материала, вероятно, были внутренние зоны северо-восточной части Японских дуг [Harrold, Moore, 1975].

В геосинклинальных поясах также встречаются литические обломочные породы. Они представительны в девонских отложениях (зилаирская серия Южного Урала) [Ильинская, 1980б]. Здесь песчаники состоят из кварца и полевого шпата (до 40%) и литических фрагментов (более 60%). Намечаются две разновидности песчаников с преобладанием: 1) метаморфических и осадочных фрагментов (породы собственно зилаирского комплекса); 2) магматических пород (кодинский комплекс). Во многих образцах встречается вулканическое стекло. Обломочная кластика, сформировавшая зилаирскую серию, образовалась в результате смешения в седиментации материала из разных источников: продуктов разрушения Восточно-Уральского поднятия и внутрибассейновых поднятий, к которым эпизодически примешивалась тефра эксплозивных вулканов.

В силурийской эффузивно-кремнистой формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал) встречаются "зеленокаменные граувакки", состоящие главным образом из фрагментов основных вулканических и субвулканических пород. Попадают обломки плагиолипаритов, кварц (вулканический), альбит; иногда

присутствуют осадочные породы и амфиболиты. В тяжелой фракции преобладают пироксен, роговая обманка и эпидот; много рудных минералов. Зеленокаменная кластика возникла от разрушения внутригеосинклинальных поднятий, образованных зеленокаменно измененными базальтоидами и продуктами их дифференциации [Хворова и др., 1975].

Миктитовая ассоциация. В ней каждый из породообразующих компонентов составляет менее 50%. Эта ассоциация формируется либо от разрушения сложной в петрографическом отношении суши, образованной гранитоидами, метаморфическими и вулканическими породами, либо при смешении в седиментации материала из разных источников. Ассоциация встречается в разрезах Тихого океана. Она установлена в трогее Эсканаба, Каскадном бассейне, на Алеутской абиссальной равнине, в Командорском и Японском бассейнах. Среди плейстоценовых песков северо-востока Тихого океана (скв. 32—43) наряду с кварц-плагиоклазовыми разностями развиты миктиты, состоящие из плагиоклазов, кварца и обломков пород: осадочных, метаморфических и магматических (кварцевые диориты, стекловатые базальты); попадается вулканическое стекло (сидеромелановое и кислое); много хлорита. Для тяжелой фракции характерны рудные минералы, пироксены, роговая обманка; попадают глаукофан, эпидот, турмалин и гранат. Относительно высокое содержание полевых шпатов, обилие неустойчивых минералов и обломков пород свидетельствуют о незрелости минеральной ассоциации, которая возникла в результате эрозии сложной в геологическом отношении питающей провинции с высоким рельефом. Такие условия существуют вдоль побережий Орегона и Калифорнии [Vallier, 1970].

В миоцен-плейстоценовых отложениях Японской абиссальной равнины (скв. 301) пески имеют состав: кварц — 32, полевые шпаты — 42, литические фрагменты — 26% [Harrold, Moore, 1975]. Среди последних развиты кварциты, граниты; попадают глинистые класты, являющиеся эдафогенными; присутствует слюда. В тяжелой фракции очень много авгита. Источником обломочного материала был Азиатский континент.

В геосинклинальных разрезах миктитовая ассоциация распространена довольно широко и чаще всего приурочена к концу начального и переходному этапам развития эвгеосинклинальных бассейнов. Она входит в состав формаций, определяемых в литературе как граувакковые; в них встречаются плагиоклаз-кварцевые и литические породы, с преобладанием миктитовых. Например, юрско-меловая францисканская вулканогенно-яшмо-терригенная формация Калифорнии на 90% образована обломочными породами, среди которых преобладают миктиты. Они состоят из кварца, андезина, реже калишпатов, гранитоидов, обломков кварцитов и других метаморфических пород; много фрагментов основных эффузивов, песчаников, кремней, аргиллитов и известняков [Bailey et al., 1964; Schloker 1974]. В тяжелой фракции преобладают биотит, хлорит, эпидот, циркон, меньше — граната, апатита, роговой обманки, рудных минералов. Обломочный материал возник в результате разрушения сложной в петрографическом отношении суши (поднятия гор Кламат и Сьерры-Невады), испытал короткий перенос и быстрое захоронение. Определенный вклад в обломочную седиментацию вносили и внутрибассейновые поднятия.

Миктиты широко развиты в граувакковых формациях каледонид Центрального Казахстана; в небольшом объеме они встречаются в туффито-яшмовой формации ранней стадии развития эвгеосинклинальных прогибов. [Хераскова, 1979]. Представительны миктиты и в каледонидах Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии, где объем их также увеличивается снизу вверх по разрезу [Волков, 1966; Вознесенская, Дергунов, 1982].

Анализ состава терригенной кластики и ее источников показывает, что в океанах и в геосинклинальных бассейнах она идентична; формируется от денудации либо континентальной суши, либо внутрибассейновых поднятий, морфология и петро-

графический состав которых определяют в целом тип терригенной ассоциации. Коррективы в состав может внести характер выветривания питающей провинции, обусловленный климатическим фактором, длина переноса и скорость захоронения материала, а также примесь эдафогенной кластики.

ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В современных океанах доминируют процессы глубоководной терригенной седиментации, которые осуществляются на континентальных склонах и их подножиях, на абиссальных равнинах, в желобах и котловинных морях. Относительно меньше распространены мелководно-морские образования, сосредоточенные главным образом на шельфе, но следует подчеркнуть, что гидродинамические процессы и осадкообразование на шельфе в значительной мере определяют характер и масштабы терригенной седиментации в батиали и абиссали. В работе генетические типы шельфовых отложений не рассматриваются.

По механизму перемещения материала все процессы глубоководной терригенной седиментации можно подразделить на две основные группы: гравитационную и гидродинамическую. В гравитационных процессах движущим фактором является тяжесть самих осадочных частиц, перемещение которых способно приводить в движение окружающие массы воды [Лонгинов, 1973]. К ним относятся обвалы, оползни и различного типа автокинетические потоки. В гидродинамических процессах обломочный материал играет пассивную роль, а основным механизмом перемещения частиц является динамика водных масс (донные и поверхностные течения, водная циркуляция, волновая деятельность). В результате действия этих агентов формируются глубоководные осадки, главным образом гемипелагиты, в том числе контуриты.

Отложения автокинетических потоков

Гравитационные процессы создают два генетических класса глубоководных отложений: обвально-оползневых, часто определяемых как олистостромы, и автокинетических потоков осадочного материала (mass-flows). Так как олистостромы будут рассмотрены отдельно, здесь мы охарактеризуем только отложения последних.

Концепция турбидных течений, как агентов глубоководной обломочной седиментации, начала формироваться в 30-е годы этого столетия. К ее возникновению привели следующие факты: существование песков на глубоководье, открытие подводных каньонов и обнаружение в их устьях конусов выноса, случаи внезапных обрывов подводных кабелей. В 50-е годы эта концепция утвердилась благодаря экспериментальным работам Р.А. Багнольда, Ф.Х. Кюнена и Дж. Мидлтона.

Исследование глубоководных обломочных накоплений, эксперименты и расчеты позволяют в настоящее время выделить по крайней мере три генетических типа: отложения дебризных, зерновых и турбидных (суспензионных) потоков, различающихся режимом течения и механизмом удерживания частиц в потоке. Поэтому глубоководная обломочная седиментация, в которой доминируют различные гравитационные процессы, определяется условно как "турбидная" (*sensu lato*).

Возникновению всех типов автокинетических потоков способствуют следующие причины: наличие уклона дна, определенные механические свойства осадков и влияние внешних факторов, вызывающих перемещение, к которым относятся интенсивное накопление обломочного материала, особенно в устьях крупных рек, сейсмические толчки, крупные поверхностные волны, действующие, по мнению Д. Хенкеля, по крайней мере до глубины 130 м, и т.п. Механические свойства осадков подробно разобраны в работе В.В. Лонгинова [1973], поэтому мы здесь лишь отметим, что они зависят в основном от гранулометрии материала, наличия тонкодисперсной фракции и ее количества и степени обводненности осадков.

Дебриты. Отложения дебризных (пастообразных) потоков — дебриты (термин предложен А. Бумой) — часто генерируются оползнями и потому располагаются ниже по склону от оползневой зоны [Hampton, 1972]. Дебризные потоки — смесь обломочного материала: глины и воды — текут в пластично-связном состоянии в ламинарном, либо слабо турбулентном режиме [Vouma, Plueneke, 1975]; основным механизмом, удерживающим обломки в потоке, являются силы сцепления глинистых частиц. Дебриты характеризуются обильным тонкозернистым матриксом с резким преобладанием глины, в который погружен угловатый и угловато-окатанный грубообломочный материал. Они могут быть определены как галечные, гравийные или песчаные алевропелиты, т.е. микститы. Обычно сортировка обломочной фракции отсутствует (рис. 1, а).

Дебриты характеризуются текстурами, отличными от таковых других генетических типов автокинетических потоков. В них отсутствует или очень неявно проявлена общая градированность и слоичатость, поэтому на сейсмопрофилях, пройденных через дебриты, отсутствуют внутренние рефлексии. Выходы дебритов имеют клиновидную форму и линзовидность в поперечном сечении. К особенностям внутренней "организации" дебритов Р. Эмбли [Embley, 1980] относит неровные контакты (заполнение неровностей морского дна), мелкую складчатость, присутствие гравия, гальки, угловатых пластов и крупных блоков.

Развитие дебризных потоков у основания склона и в подводных каньонах отмечается большинством исследователей. В пределах пологого континентального подножия, например Северной Америки, они прослеживаются от основания склона на расстояние нескольких сотен километров, что свидетельствует о большой мобильности дебризных потоков. Возникать они могут на склонах, превышающих $1,5^\circ$ [Embley, 1976].

Обзор распространения автокинетических потоков, в том числе и дебризных, в отложениях Атлантики сделан Р. Эмбли [Embley, 1976, 1980], который отмечает, что они являются важными генетическими типами пассивных континентальных окраин (см. раздел "Олистостромы"). Дебриты отмечаются и в других районах океана, например, в Филиппинском море (скв. 290, 296, 445 и др.). Здесь они развиты среди среднемиоценовых турбидитных алевропелитов в виде прослоев от 5 до 120 см и представлены литическими разностями пород. В пластах дебритов наблюдается нечетко выраженная прямая градированность от мелкой гальки — гравия в основании до крупного песка в кровле, но крупные класты, достигающие 15 см в диаметре, хаотически рассеяны по всей мощности пласта. Обломки окатанные, полуокатанные и угловатые, причем последние преобладают; связующая масса алевроглинистая, и в ней рассеян более грубый материал в виде "плавающих" фрагментов. Наблюдается имбрикация и субпараллельная ориентировка кластов. Дебриты составляют значительную часть разреза Амазонского, Ла-Платского, Ганго-Бенгальского вееров.

На континенте в геосинклинальных разрезах отмечаются накопления дебризных потоков. Например, в нижнекаменноугольном терригенном комплексе Юго-Западного Дарваза развиты прослои (от 0,5 до 4 м) гравелитов и конгломератов, массивные, неслоистые, в которых лишь иногда вблизи подошвы отмечается некоторое обогащение более крупными фрагментами, чем материал, слагающий пласт. Эти породы характеризуются обильной песчано-глинистой связующей массой. Обработка материала разная: обломки угловатые, угловато-окатанные, реже — хорошо окатанные. Очень часто наблюдается субпараллельная ориентировка удлиненных кластов. Особенность этих пород — отсутствие сортировки материала [Вознесенская, 1978].

Характерными отложениями вендских спаргамитовых формаций Центрального Казахстана являются тиллитоподобные конгломераты — это микститы, образованные преимущественно алевро-глинистым материалом с рассеянными песчаными и более крупными (2—10 см до 1 м) кластами. Обработка материала раз-

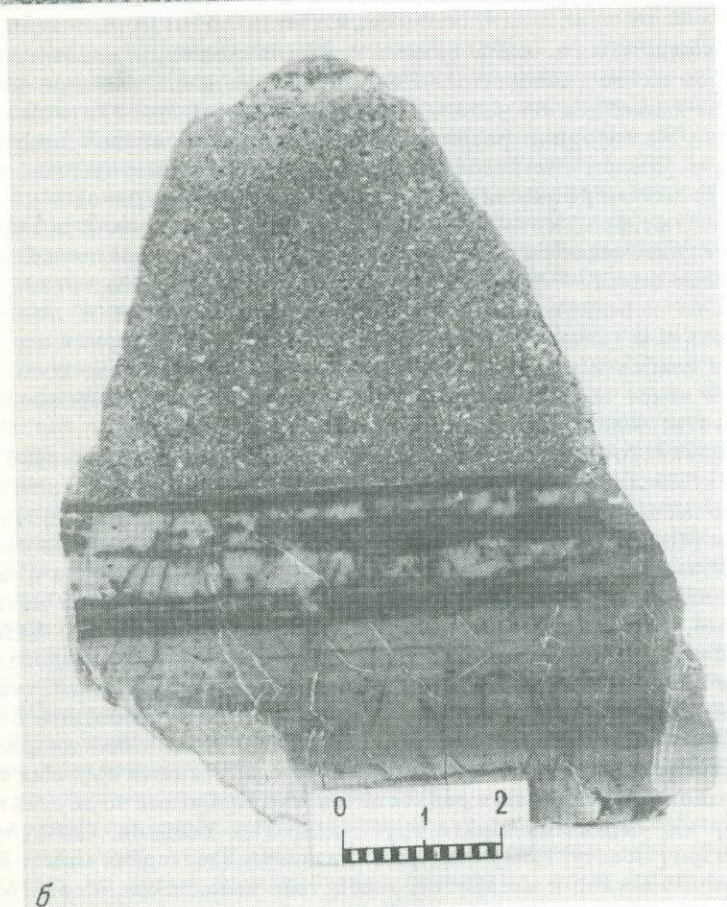


Рис. 1. Отложения автокинетических потоков

a — детриты [Marschalko, Volfova, 1960]; *б* — грейниты (девон Южного Урала). Фото И.В. Хворовой.

ная. Вблизи подошвы некоторых пластов наблюдаются разорванные и деформированные пласты глинистых сланцев, олистолиты карбонатных пород. Градационная слоистость слабо проявлена; она обусловлена изменением количества галек и валунов [Зайцев, Хераскова, 1979].

Грейниты. Этим термином (grinites) авторы предлагают назвать отложения зерновых потоков, обладающих, как и дебризные, большой плотностью. В отличие от последних, зерновые потоки имеют низкую вязкость из-за отсутствия или очень малого содержания глинистого компонента [Lowe, 1976]. Они представляют собой смесь обломочного материала и интерстиционной воды. Размер кластики может варьировать от галечной до песчаной (рис. 1, б). Сортировка материала слабая. Основным механизмом, удерживающим частицы в потоке, является дисперсионное давление, возникающее от столкновения линейно движущихся по инерции зерен внутри потока. Грейниты обладают определенными типами текстур [Sanders, 1965]: это массивные пласты, поперечно стратифицированные, конседиментационно деформированные, прямо и инверсионно градируемые в грубозернистых осадках; характерны резцовые знаки в подошве пластов; грейниты всегда выполняют неровности донного микрорельефа. В мощных тонко- и среднезернистых песках, отложенных при высоких скоростях седиментации, наблюдаются чашечные текстуры (dish structures), которые образуются в результате водного отжима [Lowe, 1975].

В разрезах океанического чехла отмечается наличие терригенных грейнитов, но характеристика их не приводится. Поэтому мы ограничимся примерами из геосинклинальных бассейнов прошлого. В верхнемеловом турбидитном песчано-сланцевом разрезе Калифорнии развиты песчано-конгломератовые пачки общей мощностью 100 м [Fisher, Mattinson, 1968]. Грубообломочные пласты сложены гравием и галькой метаморфических и вулканических пород; в некоторых пластах отмечаются угловатые фрагменты сланцев (эдафогенный материал), достигающие иногда 1,5 м и указывающие на механическую сегрегацию во время перемещения потока. Связующая масса — глинисто-песчаная. Сортировка материала слабая. Характерны линзы песчаников в галечно-гравийных прослоях и линзовидное распределение гравия и гальки — в песчаных. В непрерывных сериях переслаивания наблюдается слабая и неправильная градационная слоистость, хотя каждый конгломератовый пласт градируван инверсионно. Нижние контакты эрозионные, со следами нагрузки; попадаются полости от ударов частиц.

В кембро-ордовикской турбидитной алеврито-сланцево-известняковой толще провинции Квебек (Канада) развиты конгломератовые фации, включающие конгломераты, галечные песчаники и песчаники от крупно- до тонкозернистых с оползневыми текстурами [Hendry, 1973]. Этим фациям присуща внутренняя слоеватость, создающаяся линзами песчаников в конгломератах и пластами гравия и гальки в песчаниках. В конгломератах отмечается бимодальное распределение материала. Матрикс песчаный, составляет около 50%; обычна градируванность. Базальные контакты конгломератов неровные, местами эрозионные и часто видоизменены нагрузкой. В песчаниках наиболее характерными являются чашечные текстуры, которые встречаются на любом уровне пласта, за исключением основания. В подошве таких слоев наблюдаются следы со струй течений. Такие особенности отложений, как слабая сортировка конгломератов, наличие рассеянных крупных кластов в песчаниках, эрозионные контакты и редкость текстур волочения по дну указывают на высокую энергию перемещавшихся грубозернистых осадков, связанную, по мнению Х.Е. Хендри [Hendry, 1973], с их флюидизацией. Последняя может возникнуть при разжижении песков и алевритов, вследствие повышения порового давления при быстром росте нагрузки и последующем дренаже, когда скорость просачивания воды может стать достаточной для флюидизации осадков. Благоприятной обстановкой для возникновения разжижения являются области быстрого накопления отложений: верховья каньонов и эстуарии рек.

Турбидиты. Турбидные (мутьевые) потоки определены Ф. Кюненом как турбулентные течения суспензий с вязкостью, ненамного превышающей вязкость воды. Эксперименты и расчеты показали, что в суспензии могут перемещаться частицы не крупнее песка. Увеличение гранулометрии материала и концентраций взвеси (песка, алевроита и (или) глины) приводит к увеличению плотности и вязкости, что способствует уменьшению или подавлению турбулентности [Fisher, 1971].

Для турбидитов — отложений суспензионных потоков характерна в целом слабая обработка материала. Сортировка его плохая до средней, причем чем грубее материал, тем он хуже сортирован. Важной структурной особенностью турбидитов является обилие пелитового матрикса (>10%), присутствие которого влияет на скорость и режим суспензионных потоков.

Текстуры турбидитов разнообразны: прямая градационная отсортированность, тонкая горизонтальная и мелкая косая однонаправленная слойчатость, конволютность. Классический турбидит [Vouma, 1962] состоит из пяти интервалов, являющихся производными одного потока: *A* — градированного, *B* — горизонтально-слойчатого, *C* — косослоистого, осложненного иногда конволютностью, *D* — верхнего горизонтально-слойчатого и *E* — пелитового, который генетически может быть связан с турбидитом, а может представлять собой гемипелагит. Практика геологических исследований показывает, что полная последовательность турбидитной модели *A*. Бумы встречается довольно редко; чаще же наблюдаются неполные многослой с редуцированными верхними (рис. 2, *a*) или нижними интервалами. Возможные причины формирования каждого из интервалов рассмотрены Р. Уокером, в целом же последовательность отражает постепенное замедление турбидного потока [Walker, 1965]. В турбидитах многочисленны и разнообразны поверхностные текстуры: следы струй течений, ряби, резцовые знаки и знаки нагрузки.

Турбидиты широко развиты в отложениях океанов, встречаются на разных стратиграфических уровнях, но наиболее представительны в гляциальные эпохи, когда устанавливается низкий уровень моря, и периоды тектонической активизации на континентах, являвшихся областями сноса терригенного материала. Например, в Северной Атлантике турбидиты встречаются в мелу и плейстоцене (скв. 118, 119), палеоцене (скв. 119), миоцене и плиоцене (скв. 118), плиоцене (скв. 113). Здесь турбидиты формируют пласты, контрастирующие по цвету и физическим свойствам со смежными осадками, отложенными иными способами. Обычно в пластах наблюдается прямое градационное распределение материала, горизонтальная слоеватость и конволютность; следы жизнедеятельности организмов приурочены к верхним частям пластов; встречаются переотложенные остатки мелководной фауны, отсутствующие в разделяющих турбидиты гемипелагических и пелагических осадках; последние содержат глубоководные формы. На сейсмопрофилях турбидиты характеризуются четкой стратификацией, высокой отражательностью пластов и их ровной поверхностью, в отличие от волнистой поверхности осадочных тел, сформированных донными течениями.

На западе Индийского океана турбидиты приурочены к четвертичным (скв. 239, 240, 248), к четвертичным и неогеновым (скв. 241) и меловым (скв. 249) отложениям. Они сложены алевро-песчаным материалом с содержанием глины < 20%. Характерно наличие интервалов *A—D* турбидитной модели, венчающихся гомогенными тонкозернистыми осадками (*E*); встречаются оползневые текстуры и класты подстилающих пород [Mooge, 1974].

На континенте турбидиты также широко распространены в разновозрастных геосинклинальных отложениях. Наибольший размах турбидная седиментация приобретает во время формирования флишевых толщ (периоды тектонической активизации). Например, в кембро-ордовикском терригенном флише Западной Монголии резко доминируют турбидиты [Вознесенская, 1980]. Они характеризуются слабой обработкой и сортировкой материала; глинистый матрикс составляет 15—25%. Обломочные пласты (от первых сантиметров до 40—50 см, реже 0,5—1,2 м)

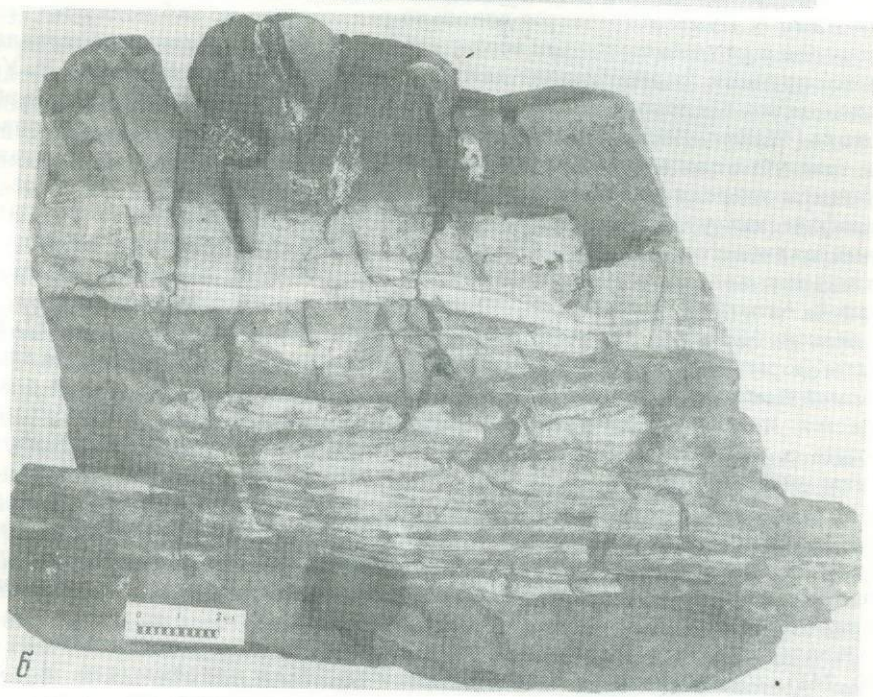


Рис. 2. Отложения суспензионных потоков (а) и донных течений (б)
 а — турбидиты (карбон Юго-Западного Дарваза); б — контуристы (ордовик Южного Урала)

массивные, однородные, чаще же обладают прямым градационным распределением материала. Характерна ритмичность: ритмы как двучленные (мелкий песок — алеврит), так и трехчленные (песок разной гранулометрии — алеврит — алевропелит). Наиболее часто встречаются последовательности А, АЕ, АВ, АВЕ турбидитной модели, менее развиты более полные многослой АВСЕ, АВСДЕ и многослой с редуцированными нижними интервалами. Иногда в пластах (7—22 см) алевритов наблюдаются оползневые текстуры. В основании многих слоев развиты

разнообразные по морфологии знаки-слепки со струй течений, ряби и со следов нагрузки, определяющие резкие неровные нижние контакты, верхние же — как резкие, так и постепенные. В кровле слоев обнаружены следы жизнедеятельности червей-илоедов, принадлежащих к разным видам. Мы ограничимся лишь одним примером турбидной седиментации, которой посвящено огромное количество работ как в нашей стране, так и за рубежом.

Контуриты

В ходе исследований в глубоководных частях океана были установлены донные течения, формирующие алевро-песчаные и глинистые осадки, известные в литературе как контуриты. Хотя не все донные течения являются контурными, следующими вдоль изобат морского дна, условно термином "контуриты" стали называть осадки глубоководных донных течений вообще. Свидетелями донных течений в океане являются знаки ряби как симметричные, так и асимметричные, обнаруженные на разных глубинах вплоть до абиссальных, обнажения коренных пород, особенно часто наблюдаемые на вершинах и склонах подводных гор, борозды в осадках, возникающие при обтекании донными течениями неровностей дна, и различные по величине аккумулятивные формы.

Различаются два типа контуритов [Stow, Lovell, 1979]: алевро-песчаный, формирующийся в основном из груза волочения донных течений, и глинистый, который образуется из взвесей нефелоидного слоя (см. рис. 2,б).

Дж. Хьюберт [Hubert, 1964] на примере песчаных контуритов Северной Атлантики выявил следующие особенности этого генетического типа: идентичность гранулометрических показателей (в частности, хорошая сортировка материала) глубоководных контуритов и осадков донных течений, формирующихся в мелководно-морских и континентальных условиях; постоянно низкое содержание глинистого компонента (по данным А. Бумы [Bouma, 1972], не более 5%); горизонтальная и мелкая косая слоистость, наблюдаемая по всей мощности пластов песка и алеврита; отсутствие характерной турбидитной последовательности даже в мощных песчаных пластах; линзовидная форма пластов песка и алеврита. Кроме того, А. Бума указывает, что для контуритов характерны резкие нижние и верхние контакты слоев и небольшая их мощность (до 5 см).

Анализ минерального состава некоторых алевро-песчаных контуритов и турбидитов континентального подножия у берегов Северной Каролины позволил выявить дополнительные критерии для разграничения этих генетических типов [Fritz, Pilkey, 1975]. В пластах турбидитов, по сравнению с контуритными, наблюдается большая изменчивость среднего размера зерен песчаной фракции и большая изменчивость состава тяжелых минералов. Относительное постоянство минерального состава в контуритах указывает на отложение из непрерывно движущегося потока, а малая изменчивость состава тяжелых минералов внутри одного пласта отражает гомогенизацию при длительном транспорте. Вариация минералогии в турбидитном многослое, вероятно, связана со спецификой гравитационной сортировки, которая происходит в потоке с изменяющимися во времени динамическими характеристиками по мере отложения материала.

В океане в результате действия донных течений образуются как микроформы рельефа на континентальном склоне, его подножии и, особенно, окраинных плато [Лонгинов, 1973], так и макроформы — некоторые континентальные подножия, в строении которых принимают участие как глинистые, так и алевро-песчаные контуриты, и подводные осадочные хребты, образованные преимущественно глинистыми разностями.

Ряд исследователей [Heezen et al., 1966] считают, что основными агентами, контролирующими форму континентального подножия, являются геострофические контурные донные течения. У восточных берегов США континентальное подножие

представляет собой клин осадков, имеющих мощность 1—10 км при ширине 100—1000 км и длине по крайней мере 1500 км. Оно сложено в основном гомогенными серыми лютитами, отложенными с высокими скоростями (5—50 см/1000 лет и более). Основными особенностями континентального подножия, которые могут быть объяснены с позиций донных течений, являются: однообразие морфологии, осадочного материала и стратификации отложений; резкие морфологические границы как с абиссальной равниной, так и с континентальным склоном; наклон всех пластов (от позднемезозойских до современных) в сторону океана.

В Северной Атлантике (скв. 112, 114, 116) установлена связь вытянутых осадочных хребтов с глубоководной циркуляцией; к ним относится хребет Фени, расположенный вдоль восточной стороны банки Рокколл, хребет Гардар, параллельный хребту Рейкьянес к востоку от него, и хребет Эйрик, протягивающийся на юго-запад от южного окончания Гренландии.

Сейсмические исследования осадочных хребтов дают следующие критерии для выделения отложений донных течений: относительная акустическая прозрачность, отсутствие четкой внутренней стратификации, столь характерной для турбидитов; вытянутость тел осадков в направлении донного течения, лежащих ниже границ последнего; появление перед препятствием (например, подводными холмами) огибающих рвов; осадки наклонены в сторону препятствия и сокращаются в мощности; обычно волнистая верхняя поверхность отложений.

Контуриты, как особый генетический тип, выделяются и в геосинклинальных отложениях континентов. Однако в работах, посвященных древним отложениям донных течений, не отмечается той большой роли их в формировании макрорельефа палеобассейнов, какую они играют в океанах. Это может быть обусловлено меньшей их значимостью в прошлом или недостаточным с этой точки зрения фаціальным анализом древних отложений.

Контуриты обнаружены в нижнекаменноугольных геосинклинальных терригенных толщах Юго-Западного Дарваза (Северный Памир). К ним отнесены развитые среди аргиллитов алевролиты и песчаники преимущественно мелководные, реже — среднезернистые. Они образуют тонкие прослои и линзы (1 мм—2 см, реже 5—7 см). Обломочный материал средне и хорошо сортирован. Распознаются две разновидности контуритов: "бесцементные" и с небольшим количеством глинистого вещества. В пластах наблюдаются разнообразные текстуры: массивная, тонкослоистая — горизонтальная и пологая косая. Контакты с вмещающими аргиллитами всегда резкие, причем подстилающие аргиллиты сильно эродированы. В основании контуритов встречаются как мелкие, так и довольно крупные удлиненные (1×4 см) обломки из нижележащих аргиллитов, форма которых свидетельствует о том, что до прохождения течения дно уже было консолидировано. Все это указывает на то, что скорость донных течений иногда была довольно большой [Вознесенская, 1978].

В ордовикско-силурийских эвгеосинклинальных формациях Сакмарского аллохтона (Южный Урал) терригенные контуриты являются приконтинентальными. К ним относятся развитые среди аргиллитов и фтанитов прослои алевролитов и мелководных песчаников мощностью от долей сантиметра до первых сантиметров. Они обладают однородной текстурой либо тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной послойной примесью глинистого или кремнистого вещества. Характерны хорошая сортировка материала и во многих слоях отсутствие связующей массы. Они присутствуют как в глинистых или глинисто-кремнистых разрезах, так и в разрезах с мощными и грубыми песчаниками, отложенными зерновыми потоками, поэтому, возможно, разнос материала осуществлялся не только контурными, но и идущими вниз по склону донными течениями [Формация..., 1978].

Рассмотрение генетических типов глубоководной терригенной седиментации показывает, что и в океанах, и в геосинклинальных бассейнах прошлого они сходны,

формировались разнообразными по физическим свойствам гравитационными потоками и гидродинамическими процессами, которые обусловили определенные морфологические, структурно-текстурные особенности отложений и характер их стратификации.

ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

В океанах и геосинклинальных бассейнах континентов, как уже отмечалось, доминируют процессы глубоководной терригенной седиментации. Д. Горслийн [Gorsline, 1980], анализируя океанское осадконакопление главным образом с позиций основных процессов транспортировки осадочного материала и его источников, выделяет океанские бассейны двух типов: бассейны, находящиеся вблизи пассивных окраин (Атлантика), и бассейны, ассоциирующиеся с активными окраинами (Тихий океан). В каждом из них можно выделить две основные обстановки осадконакопления: 1) склоновую, включающую каньонно-веерные системы и межканьонные пространства, охватывающую склон, подножие и смежные части абиссальных равнин; 2) котловинную, т.е. абиссальные и батимальные пространства, находящиеся под влиянием материала, оседающего из толщи воды или нефелойдного слоя. Следует подчеркнуть, что в Атлантике роль каньонно-веерных систем в терригенной седиментации велика, а в Тихом океане господствуют абиссальные пространства с пелагической седиментацией, а каньонно-веерные системы ограничены окраинными трогами и флангами океанических островов.

Склоновая обстановка

В глубоководную терригенную седиментацию главный вклад вносят каньонно-веерные системы, являясь основными подводными флювиальными артериями, по которым кластика поступает на большие глубины вплоть до абиссали и разносится на сотни и тысячи километров от источника сноса. Размеры каньонно-веерных систем различны и подчас грандиозны: по длине они колеблются от первых десятков до первых тысяч километров [Nelson et al., 1970]. По положению, морфологии и характеру осадконакопления их подразделяют на две части: каньоны и глубоководные конусы выноса.

Каньоны. Это крутостенные ущелья, обычно V-образной формы, которые пересекают континентальные склоны; вершины их часто прослеживаются в пределах шельфа, а устья, расположенные у основания склона, являются апексами каналов глубоководных конусов выноса. Каньоны отличаются размерами; длина их варьирует от первых десятков до первых сотен километров; ширина также различна: от первых сотен метров до нескольких десятков километров.

По характеру снабжения обломочным материалом выделяются каньоны устьевого питания, непосредственно связанные с устьями и дельтами рек (каньоны рек Амазонка, Миссисипи, Конго, Инд, Ганг и др.), и латерального, в которые материал поступает благодаря гидродинамическим процессам на шельфе (каньоны Монтерей, Ла Джолла и др.). В ходе сложной геологической истории некоторых каньонов, характеризующейся неоднократным чередованием периодов врезания и заполнения, менялись местоположения каньонов и характер их питания. Так, каньон Беринга, не связанный ныне непосредственно с р. Юкон и другими реками Аляски, претерпел за позднетретичное и четвертичное время три этапа врезания, причем в плейстоцене в периоды низкого уровня моря являлся непосредственным продолжением рек [Scholl et al., 1970].

Каньоны выполняют главным образом функцию путей перемещения обломочного материала с мелководья в глубокую часть океана. Когда же по различным причинам прекращается поступление кластики в вершины каньонов, происходит их заполнение. В осадконакоплении каньонов выделяются две фации [Чистяков, 1980]: донная, образованная преимущественно терригенными осадками авто-

кинетических потоков, и склоновая, представленная обвально-оползевыми накоплениями в основном эдафогенного материала. При захоронении каньонов большое значение имеет и гемипелагическая седиментация.

В донной фации каньонов размерность терригенной кластики и ее мощность находятся в прямой зависимости от исходного обломочного материала — его гранулометрии и количества. Наиболее характерными осадками каньонов являются серые и зеленые алевритистые глины, содержащие прослойки алеврита и песка с растительным и раковинным (мелководным) детритом. Материал, как правило, плохо сортирован. В осадках отмечается градационная отсортированность, косая слоистость с падением слоев вниз по долине. Мощные прослойки песков обычно массивны. Во многих каньонах обнаружены гравий и галька (Гудзон, Монтерей, Редондо, Ла Джолла, Сан Лукас, Грейт Багама и др.). В каньоне Замбези на глубине около 4 км и на расстоянии 800 км от устья питающей его р. Замбези донная фация представлена полу- и хорошо окатанным грубым песком и гравием (1—2 мм, до 1,5 см) (скв. 243). Часто в каньонах наблюдаются глыбы пород, сползшие со склонов склоновых долин. Так, в тальвеге каньона Океанографов (северо-восточное побережье США) на глубине 1460 м среди ила встречены крупные плиты слоистого песчаника, слагающего его стенки [Trumbull, McCamis, 1967].

Палеоканьоны обнаружены во многих фанерозойских геосинклиналях. Например, в нижнепалеозойских отложениях Шотландии [Kelling, Holroyd, 1978] донная фация глубоководного каньона представлена линзовидным переслаиванием грубообломочных пород: конгломератов, гравелитов и песчаников разной структуры. Преобладают массивные текстуры, в отдельных слоях наблюдается градационная и горизонтальная слоистость. В составе обломочного материала — фрагменты метаморфических, изверженных и осадочных (в том числе эдафогенных) пород. Весь комплекс залегает с отчетливым эрозионным врезанием на тонкозернистой турбидитной толще. Формирование его осуществлялось различными автокинетическими потоками.

Глубоководные конусы выноса. Основной объем терригенного материала, проходящего по каньонам, откладывается за пределами склонов, образуя глубоководные конусы выноса или долинно-веерные системы, которые являются потенциальными резервуарами для накопления углеводородов. По морфологии веера могут быть симметричными, обычно с соотношением длины к ширине 1:1 (Гудзон, Рона и др.) и асимметричными (Монтерей, Астория, Ганго-Бенгальский веер и др.). По характеру строения и условиям осадконакопления глубоководные конусы выноса подразделяются на три части: верхний (внутренний), средний и нижний (внешний) веера (рис. 3).

Верхний веер начинается у основания континентального склона и характеризуется наличием крупной подводной долины или канала, вершина которого связана с устьем питающего его каньона. При переходе последнего в веерный канал [Shepard, 1965] наблюдается изменение морфологии: уменьшается высота стенок, не превышающая 300 м; долина приобретает U-образную форму с шириной, достигающей 1—2 км; по ее бортам развиты отчетливые прирусловые валы или дамбы. Русловые фации представлены обычно грубозернистыми (от галечных до песчаных) осадками автокинетических потоков с подчиненными алевропелитовыми отложениями придонных течений; дамбовые фации — песчано-глинистые породы, обязанные своим формированием "переливающимся" потокам (overflows) и гемипелагической седиментации; по латерали они сменяются межрусловыми алевропелитовыми осадками — гемипелагитами.

Основная долина верхнего веера в средней части конуса выноса разветвляется на многочисленные меандрирующие менее рельефные (максимальный врез 100—150 м) протоки, иногда сопровождаемые прирусловыми валами; в устьях проток обычно формируются мелкие конусы выноса — лопасти или супрафэны, прослеживаемые и в нижней части вееров [Ricci-Lucchi, 1975]. Все это создает здесь мелко-

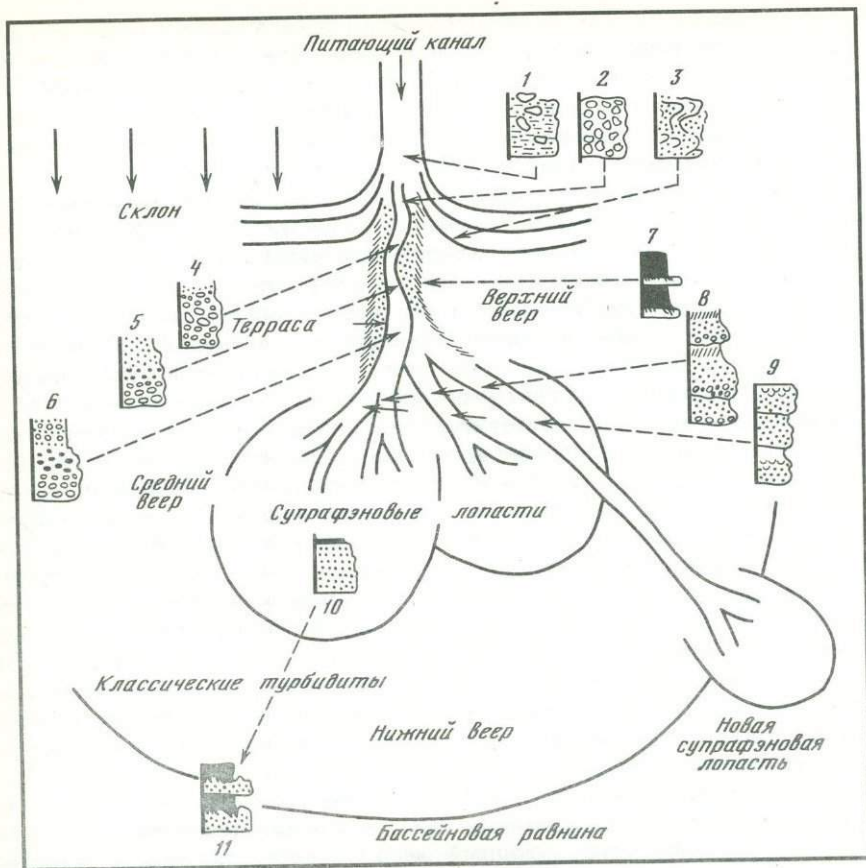


Рис. 3. Модель строения подводной каньонно-веерной системы [Walker, 1978]

1 — дебриты; 2 — конгломераты с хаотической текстурой; 3 — оползни; 4—6 — конгломераты: 4 — инверсионно градируемые, 5 — прямо градируемые, 6 — градиционно-стратифицированные; 7 — тонкоослоенные турбидиты (дамбовая фация); 8 — гравийно-песчаные турбидиты; 9 — массивные песчаные турбидиты; 10—11 — классические турбидиты: 10 — проксимальные, 11 — дистальные

холмистую топографию [Чистяков, 1980]. В среднем веере сохраняются те же фации, что и в верхнем: русловая, дамбовая и междорусловая, но гранулометрически они более тонкие по сравнению с таковыми верхнего веера, и дамбовая фация развита неповсеместно. Русловая фация представлена песками разной гранулометрии, хотя в верхней части супрафэнов может присутствовать гравийный и даже галечный материал. В сторону от русел размерность терригенной кластики уменьшается. Впервые появляется новая фация — супрафэновая, образованная песками, развитыми в виде линз среди алевро-глинистых гемипелагических осадков междорусловой фации. При "продвижении" веера в глубь бассейна (проградации) песчаные накопления лопастей (снизу вверх по разрезу) становятся все более мощными и грубыми до тех пор, пока питающие их каналы функционируют; когда же каналы "отмирают", отложения лопастей покрываются тонкими слоями гемипелагитов или тонкозернистых турбидитов.

Нижний веер характеризуется многочисленными мелкими руслами, врезы которых составляют от первых метров до первых десятков метров; здесь уже нет прирусловых валов. В руслах развиты тонкие пласты алевро-песчаных турбидитов, переслоенные гемипелагическими илами. В междорусловых фациях доминируют гемипелагиты, которым подчинены тонкозернистые турбидиты "переливающихся"

потоков. В разрезах верхней части нижнего веера встречаются линзы песчано-алевритового материала супраэфновых фаций. В пределах прилегающей к конусу выноса бассейновой равнины (абиссальной или батинальной) накапливаются гемипелагические и пелагические осадки, содержащие тонкие прослои "покровных" турбидитов, которые представлены многослоями СДЕ классической модели, сложенными мелкозернистыми песками, градируемыми до алевропелитов.

В 10—35 км южнее Калифорнийского побережья на продолжении каньона Ла Джолла развит конус выноса голоценового возраста [Piper, 1970a]. На большей его части (за исключением нижнего веера) прослеживается крупная долина (до 90 м глубины в верхнем веере), врезанная в плейстоценовые осадки, с отчетливо выраженными боковыми дамбами. Из-за сильной эрозии местами в русле долины обнажаются коренные плейстоценовые породы, и русловая фация распространена не повсеместно. Она образована пластами (от нескольких до 30 см) песков разной структуры, разделенными тонкими слойками (1—2 см) алевропелита. Большинство русловых песков обладают турбидитной последовательностью ABC с присущими ей текстурами. Обычно пески бимодальны, слабо сортированы, содержат более крупные обломки эдафогенных алевропелитов. Нижние контакты резкие, верхние резкие и постепенные. Радиографическое изучение алевропелитов веерной долины показало, что большинство из них биотурбировано, и лишь немногие не переработаны роющими организмами, что, возможно, связано с быстрым перекрытием их вышележащим песчаным турбидитом. По латерали от веерной долины уменьшается количество, мощность и гранулометрия песков, а также средний размер алевропелитов, а мощность последних увеличивается. В песках характерны турбидитные многослои BC; биотурбации постоянны и более интенсивны, чем в русловой фации. Такие же закономерности изменения осадков наблюдаются и вниз по вееру; на нижнем веере на площади в 5 км² обнаружено только два песчаных пласта.

Как и каньоны, долинно-веерные системы были широко развиты в геосинклинальных бассейнах прошлого. Здесь мы охарактеризуем одну из таких систем — силурийский глубоководный веер, существовавший в Британской раннепалеозойской геосинклинали на территории Западной Ирландии [Piper, 1970b]. В пределах веера выделяется проксимальная часть и дистальная. В отложениях первой прослеживаются отчетливые каналы шириною в десятки метров с крутыми низкими стенками, ограниченные дамбами; характер распределения русловых фаций в разрезе и на площади указывает на то, что каналы мигрировали во времени и прогрессивно становились шире и мельче.

Русловые фации (выполнение каналов) представлены двумя типами разрезов. В одном наблюдается переслаивание грубых конгломератов (мощность пластов 10—50 см, единичные — первые метры) и крупно-среднезернистых песчаников; в другом, сменяющем по латерали первый, — крупно-среднезернистых песчаников с редкими включениями тонких пластов (8 см, очень редко — 1,2 м) мелкогалечных конгломератов. Конгломераты бимодальные, плохо сортированные, матрикса мало; наблюдается черепитчатая структура с углами наклона галек в 10—25°; характерна градационная отсортированность до крупно-среднезернистого песчаника обычно горизонтально слоеватого, а иногда в последнем наблюдается крупная (до 20 см) косая слоистость; нижние контакты эрозионные с деформациями нагрузки. Песчаные пласты либо массивные, либо градируемые, иногда обладают турбидитной последовательностью ABC. Обломочный материал транспортировался зерновыми потоками, а грубые конгломераты в основании некоторых пластов интерпретируются как отложения "ковра волочения" наиболее мощных гравитационных потоков.

Дамбовые фации проксимальной части веера и отложения дистальной его части, в которой не различаются каналы, образованы чередованием алевропелитов мощностью 1—20 см, алевролитов (0,5—5 мм) и песчаников (от 1—2 до 15 см.). На

разных участках открытого севера алевролиты и песчаники составляют от 5 до 60% разреза. Обычно мелкозернистые песчаники градируются до алевропелита и характеризуются турбидитной последовательностью — СДЕ с присущими ей текстурами; подошвенные знаки редки. Эти накопления рассматриваются как производные "переливающихся" или покровных турбидных потоков.

Надо признать, что фашиальный анализ отложений глубоководных конусов еще недостаточен. Это обусловлено рядом причин. В океанах, несмотря на хорошую изученность многих долинно-северных систем геофизическими методами, литологический материал сравнительно небольшой; геосинклинальные толщи складчатых поясов претерпели сложную тектоническую историю, часто характеризуются изоклинальной складчатостью, покровным строением, фрагментарностью выходов, связанной с наложенными структурами, последующей магматической деятельностью, эрозией и т.д.

На межконтинентальных пространствах характер осадконакопления на склонах и у их подножий определяется главным образом скоростью седиментации; сказывается и влияние крутизны склонов при определенных условиях. При больших скоростях седиментации возникают оползни, дебризные и турбидные потоки, перемещающие осадки из шельфа и верхнего склона к подножию. Такой характер имело осадконакопление, например, на континентальном подножии у северо-западных берегов Африки в раннем—среднем миоцене [Arthur, Von Rad, 1979]. Типичные обвальное-оползневые дебрито-турбидитные накопления крутых склонов и их подножий широко развиты в вендских геосинклинальных спарагмитовых формациях Центрального Казахстана, Средней Азии, Норвегии [Зайцев, Хераскова, 1979].

При малых скоростях седиментации на склонах (даже крутых) и их подножиях накапливаются гемипелагические и пелагические осадки. Примером могут служить отложения, вскрытые в северо-восточной части Тихого океана в пределах нижней части континентального склона у Алеутского желоба (скв. 181). Здесь плейстоцен-голоценовые осадки общей мощностью 396 м представлены серыми однообразными алевролитами, переслоенными с алевропелитами, обогащенными диатомеями, и тонкозернистыми песками; в низах разреза среди алевропелитов развиты тонкие прослои хорошо сортированных алевроитов, вероятно отложенных донными течениями.

На приконтинентальных склонах геосинклинальных бассейнов при малых скоростях седиментации также преобладают гемипелагиты. Так, в Сакмарском бассейне Южного Урала в ордовике склоновые накопления представлены монотонными преимущественно красноцветными глинистыми илами (железисто-слюдистыми), часто содержащими разные количества алевроитовой кластики (кварц, полевые шпаты). Скорость накопления осадков превышала 5—6 мм/1000 лет [Формации..., 1978].

Котловинная обстановка

На участках океанических и геосинклинальных бассейнов с ограниченным влиянием материала континентальных окраин происходит гемипелагическая и пелагическая седиментация. В пелагической седиментации роль терригенного материала ничтожна. Как показали подсчеты абсолютных масс, 92,3% терригенного материала в современных океанах осаждаются вблизи берегов и в краевых морях и лишь 7,7% достигает пелагических частей океана [Лисицын, 1978]. Аналогов пелагических глин в эвгеосинклинальных бассейнах, да еще на таких огромных площадях, как в современных океанах, нет, а имеющиеся тонкообломочные терригенные толщи в основном состоят из гемипелагических глин и алевропелитов.

Типичное гемипелагическое осадконакопление по сравнению с пелагическим характеризуется большими скоростями седиментации (> 10 мм/1000 лет), более высоким терригенным привносом, существенным содержанием органического углерода, а также железа, марганца и большинства малых элементов; гемипелагиты

сероцветные с маломощным коричневым окисленным слоем на поверхности, ниже которой характеризуются восстановительной реакцией среды, содержат восстановленные формы реакционноспособного железа, марганца и их аутигенных минералов; в составе органического вещества значительную роль играют реакционноспособные соединения, микробиологическое разложение органического вещества и сульфатредукция создают основу для раннедиагенетической миграции подвижных форм железа и особенно марганца [Мурдмаа и др., 1980].

Гемипелагическая седиментация тяготеет к участкам бассейнов, смежным с континентальными окраинами или микроконтинентами, а мористее сменяется пелагической, но эта общая тенденция усложняется в зонах действия донных течений и сложной морфологии морского дна. В истории развития океанических глубоководных бассейнов в зависимости от количества поступающего в них терригенного материала наблюдается смена одних фациальных типов отложений другими.

В глубоководном бассейне Кейп Сантин (глубина более 4 км), расположенном в юго-восточной Атлантике у берегов Марокко, скв. 370 пройден разрез общей мощностью 1176,5 м от нижнего мела (валанжин) до четвертичных включительно. Кроме плейстоценовых осадков, остальная часть отложений представлена гемипелагическими глинами, часто известковистыми и алевритистыми, с подчиненными мергелями и эоценовыми кремнями. В преимущественно глинистом разрезе на двух уровнях (неоком и нижний—средний эоцен) наблюдаются максимумы развития обломочных пород: песчаных и гравийных аргиллитов и алевропелитов с оползневыми и типичными турбидитными текстурами. Считается, что появление грубых фаций, вероятно, вызвано тектонической активизацией смежного континента, по крайней мере в эоцене оно могло быть связано с орогеническими движениями, приведшими к сооружению Атласских гор, либо с активной тектоникой в Азорско-Гибралтарской зоне.

Для некоторых окраинных бассейнов, располагавшихся за вулканическими дугами, характерны гемипелагические осадки, содержащие прослойки вулканического пепла. Типичным примером является бассейн Сикоку (северная часть Филиппинского моря), в котором на протяжении миоцен-плейстоценовой истории его развития отлагались гемипелагические алевропелиты с прослоями пирокластики, и лишь в раннем миоцене в западной и восточной частях бассейна накапливались пелагические глины, а на севере в позднем плейстоцене — пелагические биогенные (карбонатные, кремнистые) осадки [Curtis et al., 1980].

Гемипелагические образования широко развиты в геосинклинальных бассейнах прошлого с преобладанием терригенной седиментации, каковыми, например, являются позднеальб-туронские геосинклинальные прогибы мезозойд северной части обрамления Тихого океана. Так, на территории одного из таких прогибов в Алькатваамской структурно-формационной зоне восточной части Корякского нагорья в позднеальб-раннесеноманское время существовал морской бассейн с широким диапазоном фациально-палеогеографических обстановок: от континентальных фаций (или прибрежно-морских) на северо-востоке через мелководноморские, склоновые до глубоководных бассейновых — на юго-западе. Последние представлены 300-метровой толщей гемипелагических алевропелитов, темно-серых, неслоистых, скорлуповатых, содержащих прослойки (до 1 см) косослоистых алевролитов (контуриты), и редкими пластами (10—50 см) мелкозернистых вулканотерригенных песчаников. В некоторых алевролитах обнаружены аммониты [Григорьев и др., 1983].

Примером гемипелагической седиментации в окраинном бассейне прошлого являются ордовикские образования Сакмарского бассейна, представленные однообразными преимущественно красноцветными бескарбонатными алевритистыми глинами, содержащими тонкие прослой (от миллиметра до первых сантиметров) алевролитов, сформированных донными течениями. Несмотря на

относительно высокие скорости седиментации ($> 5-6$ мм/1000 лет), алевропелиты, в отличие от классических гемипелагических осадков, характеризуются высокими содержаниями окисного железа и отсутствием $S_{орг}$. Эта специфика осадков объясняется особенностью процессов выветривания в питающей провинции в раннепалеозойское время, когда отсутствовала в значительном количестве наземная растительность [Формации..., 1978].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Сравнение терригенной седиментации в океанах и геосинклинальных бассейнах приводит к выводу о большом сходстве пространственного размещения, состава кластики и ее источников, генетических типов отложений и фациальных обстановок формирования терригенных толщ.

1. Наиболее представительные разрезы терригенов тяготеют к континентальным окраинам; по мере удаления от них сокращается количество обломочного материала и уменьшается его гранулометрия; эта общая тенденция нарушается в зонах сложной морфологии дна и действия донных течений. Масштабы терригенного осадконакопления определялись в основном тектоническими событиями в системе континент—морской бассейн и эвстатическими колебаниями уровня бассейнов.

2. По главным обломочным компонентам терригенная кластика может быть объединена в четыре основных ассоциации: кварцевую, плагиоклаз-кварцевую, литическую и миктитовую, каждая из которых в целом определяется составом пород питающей провинции: континентальной суши или внутрибассейнового поднятия.

3. В океанах и геосинклинальных бассейнах, на ранних и переходных стадиях развития последних, резко доминируют процессы глубоководной терригенной седиментации, генетические типы которой определяются в основном механизмом транспортировки и отложения обломочного материала. Все процессы глубоководного терригенного осадконакопления можно подразделить на две группы: гравитационную (обвалы, оползни, автокинетические потоки разных типов) и гидродинамическую (донные и поверхностные течения, водная циркуляция, волновая деятельность и т.п.). Результатом действия гравитационных процессов являются обвално-оползневые горизонты, дебриты, грейниты и турбидиты, а гидродинамических — гемипелагиты, в том числе конгуриты. Каждый генетический тип обладает определенными структурно-текстурными особенностями.

4. Как в океанах, так и в геосинклинальных бассейнах глубоководная седиментация осуществляется на континентальных склонах, их подножиях и в центральных частях котловинных пространств. Склоновая обстановка включает каньонно-веерные системы и разделяющие их межканьонные участки, а котловинная — охватывает абиссальные и батимальные пространства, находящиеся под влиянием материала, оседающего из толщи воды или из нефелоидного слоя. В глубоководном терригенном осадконакоплении огромный вклад приходится на подводные каньонно-веерные системы.

Таким образом, с позиций седиментационных процессов можно говорить о достаточно полном сходстве терригенного осадконакопления современных океанов и геосинклинальных бассейнов прошлого; различия же кроются в морфологических особенностях сравниваемых водоемов, и они могут быть получены в результате детального формационного анализа отложений этих двух категорий бассейнов. Здесь лишь подчеркнем широкое развитие в океанах огромных абиссальных пространств с пелагической глинистой седиментацией, неизвестных в геосинклинальных бассейнах прошлого.

СЕДИМЕНТАЦИЯ ЭДАФОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Изучение геосинклинальных обломочных отложений дает все новые факты в пользу выделения среди них разностей, формирование которых не связано ни с приносом терригенного материала с суши, ни с поступлением вулканической кластики. Аналогичные осадки за последнее десятилетие обнаружены и в современных океанах. Их образование можно объяснить только подводной денудацией и переотложением продуктов разрушения твердых коренных пород дна или полулитифицированных осадков. Они были выделены в самостоятельный тип отложений, который, вслед за В.П. Петелиным [1971], принято называть эдафогенным. Наблюдения над современными осадками показывают, что эдафогенный материал может стать доминирующим в составе отложений вблизи подводных уступов и крутых склонов при замедленной пелагической седиментации. Часто такие участки трассируют разломы. Тесная связь эдафогенной седиментации с зонами тектонических нарушений в коренных породах подчеркивалась многими. В.П. Петелин при классификации глубоководных осадков выделял рассматриваемую группу как тектоноэдафогенную. Эдафогенные осадки срединно-океанических хребтов П.Л. Безруков и И.О. Мурдмаа [1971] включили в состав тектономагматических формаций. Т.В. Розанова [1971] описывала их как тектонокластиты.

Впервые эдафогенные отложения были обнаружены в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов. Кроме того, они установлены в каньонах трансформных разломов, в некоторых глубоководных желобах, на склонах островодужных систем, подводных вулканических гряд и симаунтов. Обломочный материал около вулканических поднятий часто имеет смешанное происхождение, и



Рис. 4. Эдафогенные макровключения алевролитов среди вулканомиктовых гравийных песчаников (нижний мел Корякского хребта. Умен. 5)

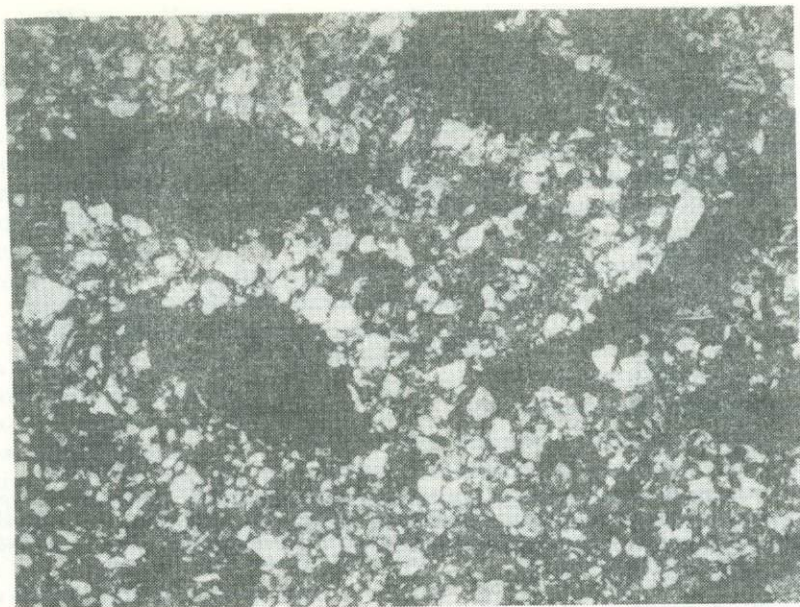


Рис. 5. Эдафогенные микровключения аргиллитов среди аркозовых среднезернистых песчаников (девон Южного Урала, шлиф. Увел. 20)

оценить в нем количество эдафогенной примеси сложно. Приводятся доказательства, что многие грубообломочные отложения, принимавшиеся за вулканокластику, представляют собой подводный коллювий на склонах вулканических построек [Кориневский, 1982]. Эдафогенные отложения — это образования, особенности гранулометрии и состава в которых определяются подводной денудацией. Переотложенные осадки, хотя и являются продуктами размыва дна, к ним не относятся. Их состав может претерпевать некоторые изменения в размере обломков, степени сортированности, относительном содержании отдельных компонентов, но все же остается близким составу первичных осадков. Лишь в некоторых случаях куски слаболитифицированных, обычно тонкозернистых осадков переотлагаются, не успевая дезинтегрироваться, и попадают в близкие по возрасту новообразованные отложения в виде более или менее крупных фрагментов. Это особый вид эдафогенных образований, часто встречаемый среди некоторых типов современных осадков, а также в ископаемых геосинклинальных комплексах (рис. 4, 5). Он образуется при обрушении стенок подводных эрозионных каньонов и часто встречается в отложениях зерновых потоков и базальных слоях турбидитов.

Среди эдафогенных отложений по гранулометрии, степени сортировки, характеру стратификации выделяются типы, близкие к тем, которые встречаются среди терригенных комплексов. Но наиболее характерны неслоистые грубообломочные накопления, относимые к олистограммам. Они рассмотрены отдельно. Данный раздел касается слоистых более или менее сортированных отложений, накопившихся под воздействием течений, волнений, мутьевых потоков.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ЭДАФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее яркими примерами современных эдафогенных осадков являются маломощные осадочные накопления на дне и склонах рифтовых ущелий срединно-океанических хребтов. Широкое распространение чисто эдафогенных осадков, а также осадков с примесью такого материала было установлено во всех трех Индоокеанских хребтах [Мурдмаа, 1968; Розанова, 1971]. В Западно-

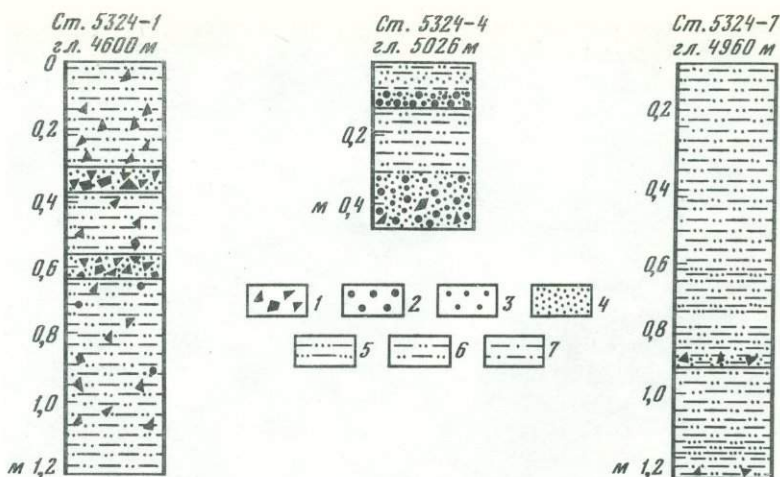


Рис. 6. Распределение эдафогенной офиолитокластики в бескарбонатных ($< 10\% \text{CaCO}_3$) турбидитах на дне и склонах рифтового ущелья Западно-Индийского хребта (по материалам Т.В. Розановой [1971])

1 — брекчии деревянные и щелочные; 2—4 — пески крупно- средне- и мелкозернистые; 5, 6 — илы крупно- и мелко-алевритовые; 7 — илы алевропелитовые

Индийском хребте (IV полигон 36-го рейса НИС "Витязь") на дне рифтового ущелья, на глубинах 4600—5000 м (ниже уровня карбонатной компенсации в этом районе) верхние 1—1,5 м осадков сложены мелкозернистыми бескарбонатными и слабокарбонатными песками, местами с примесью более крупных слабо окатанных зерен. Кроме того, относительно грубый материал слагает отдельные прослои с градационной стратификацией, придавая разрезу ритмичное строение (рис. 6). Подошвы ритмов резкие. Основание многих из них сложено угловатой щебенкой, не содержащей карбонатный пелагический материал. Мощность нижних грубых элементов турбидитов варьирует от долей сантиметра до 20 см. При переходе к более высоким элементам ритмов осадки часто приобретают тонкую микрослоистость. Местами наблюдаются микрослойчатые и брекчированные текстуры оползания. Осадки с градационной слоистостью, типичные для дна рифтового ущелья, у подошвы склонов сменяются более грубообломочными слабостратифицированными брекчиевидными свалами.

Состав обломков в указанном ущелье весьма специфичен. Преобладают продукты разрушения пород гипербазитового комплекса. Это обломки собственно ультраосновных пород и сопровождающих их тальк-тремолитовых и гранат-пироксеновых пород, серпентинитов. Им сопутствуют зерна энстатита, диопсида, оливина в тяжелой фракции и минералов группы серпентин-хлорита — в легкой. В меньшем количестве присутствуют обломки и минеральные зерна зеленокаменных пород альбит-амфибол-эпидот-хлоритового состава.

Сходные эдафогенные осадки "гипербазитового" состава были встречены на дне рифтового ущелья "Витязь" Аравийско-Индийского хребта (полигон VI 36-го рейса НИС "Витязь"). На некоторых его участках обнаружены тектонические брекчии, сложенные обломками до 20 см в разной степени серпентинизированных гарцбургитов с единичными обломками габбро. Обломки заключены в перетертую массу из тех же пород. Многие обломки подверглись воздействию гидротерм. С этим связывают их хлоритизацию, арагонитизацию, актинолитизацию, оталькование. Эти брекчии поставляли большую часть эдафогенной кластики в осадки указанного ущелья [Розанова, 1971].

Однако не везде в индоокеанских рифтовых долинах осадки сложены гипербазитовым материалом. Так, на полигоне II 36-го рейса НИС "Витязь" в

пределах Центрально-Индийского хребта дно рифтовой долины на глубине 3 тыс. м покрыто фораминиферовыми илами, которые содержат довольно частые прослои (2—13 см) бескарбонатных грубозернистых песков или более грубых дресвяно-щебенчатых осадков, сложенных исключительно базальтовым материалом. Обломки того же состава, как правило, в виде примеси присутствуют и среди фораминиферовых илов. Базальтовая кластика, по-видимому, возникла в результате механического разрушения шаровых лав, обнажающихся на склонах ущелья.

Эдафогенными маломощными отложениями "офиолитового" состава, сходными с описанными, покрыто дно ущелий трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта: Вима, Арго, Мария Целеста [Лисицын и др., 1982; Савельева, Хворова, 1982]. Они формировались за счет разрушения обнаженных на склонах всех трех ущелий толситовых базальтов, габбро-диабазов, различных габбро, серпентинизированных пироксенитов и серпентинитов.

Эдафогенные отложения существенно гипербазитового состава встречаются во впадинах Срединно-Атлантического хребта, связанных с системой трансформных разломов. Одной из них является впадина Романш. Она состоит из двух ванн, следующих друг за другом, соединенных V-образным ущельем. Дно обеих ванн имеет сложный рельеф и расчленено валом, вытянутым вдоль общего простирания, на две прибортовые ложбины. Высота вала над дном 500—1000 м. Склоны впадины Романш крутые и в нижней части достигают 25°. На отдельных участках имеются почти отвесные уступы с выходами коренных пород: разнообразных гипербазитов, габброидов, базальтоидов, реже амфиболитов [Богданов, Плошко, 1967; Плошко, Богданов, 1968; Bonnatti et al. 1971, 1973]. Выше на склонах вскрыты третичные аргиллиты, алевролиты, мергели и известняки. Третичные мелоподобные кокколито-фораминиферовые известняки слагают гребень, ограничивающий впадину Романш с севера; с него с глубины от 2600 до 3100 м вместе с известняками были драгированы одиночные кораллы [Богданов и др., 1967]. На дне впадины на северном склоне срединного вала на глубине 7605 м под 30-сантиметровым слоем четвертичных обломочных осадков вскрыты рассланцованные существенно карбонатные (47—55% CaCO₃) породы [Лавров, 1966].

Современные осадки впадины Романш изучены фрагментарно. Верхние части склонов впадины выше уровня карбонатной компенсации покрыты сравнительно маломощными кокколито-фораминиферовыми илами, содержащими обломки базальтового стекла, рудные минералы, эпидот, единичные зерна оливина. Бескарбонатные осадки нижних частей склонов впадины, а также ее дна имеют обломочную составляющую "гипербазитового" типа, сформированную за счет разрушения уступов гипербазитов, обнаженных в этой части склона. Основное количество "гипербазитовых" осадков было поднято из восточной ванны впадины Романш, где дно на глубинах 7100—7300 м покрыто глинисто-песчано-грубообломочными, плохо сортированными осадками с градационной стратификацией. Их окраска обычно темно-серая, иногда зеленовато-серая. Дресвяно-щебенчатая фракция осадков, а также более крупные глыбы состоят из обломков перидотитов, габбро, базальтов и дунитов. Некоторые обломки покрыты пленками гидроокислов железа и марганца. Песчано-алевроитовая фракция содержит слабоэпидотизированные и хлоритизированные плагиоклазы среднего и основного состава, оливин, моноклиновый пироксен, реже ромбический пироксен (энстатит), амфиболы, обломки серпентинита.

В нескольких десятках километров к юго-западу среди обломков различных гипербазитов, поднятых с глубины 5700—5940 м с нижней части склона южного борта впадины, были встречены блоки литифицированных, осадочных пород светлого цвета [Bonnatti et al., 1971, 1973]. Возраст пород плиоценовый. Один из этих блоков представляет собой слоистую породу с четкой градационной стратификацией. Размер обломков меняется от 0,1 до 20 мм. Они представлены почти исключительно серпентинитами, заключенными в карбонатный цемент. Другой

блок представлен более однородной массивной тонкозернистой породой. Она состоит из песчано-алевритовых зерен, главным образом энстатита и диопсида, заключенных в более тонкую основную массу серпентин-кальцитового состава. В небольшом количестве среди обломков присутствуют зерна серпентинитов, хромшпинелидов, хлоритов. В 600 км к западу от отмеченных полигонов, в западной ванне впадины Романш в пробах, поднятых с глубины 4800—5200 м, также были встречены блоки осадочных пород. Один из них сложен массивной тонкозернистой породой, сходной с встреченной в восточной ванне. Порода состоит из субугловатых песчано-алевритовых зерен ромбического и моноклинного пироксена, серпентинитов, заключенных в бурую основную серпентинитовую массу, содержащую мелкие корродированные зерна кальцита. Другой блок представлен тонкослоистой полосчатой породой. Светлые слои более крупнозернистые, сложенные обломочными зернами тремолита-актинолита, наиболее крупными в центре слоя и убывающими в сторону к темным прослойкам. Последние сложены преимущественно очень тонкообломочными серпентинитами. Вероятно, в этом случае был поднят блок осадочной серпентинитовой породы с наложенными высокотемпературными гидротермальными изменениями (амфиболитизацией). Полосчатая амфиболитизация может быть обусловлена первичной тонкой слоистостью осадка в виде чередования слоев разной зернистости.

В целом эдафогенные отложения впадины Романш очень напоминают эдафогенные осадки, встреченные в рифтовых долинах индоокеанских хребтов. В обоих случаях преобладают обломки "офиолитового" состава и можно наиболее обоснованно предполагать накопление этого материала в виде обвалов, оползней, отложений автокнетических потоков.

Изучение обломочных серпентинитовых отложений впадины Романш показало, что от первичных серпентинитов, обнаженных на склонах, они отличаются повышенным содержанием СаО, большими величинами отношений Si/Mg и Al/Mg и повышенным содержанием Na, K, В и некоторых других малых элементов. Повышенное содержание СаО объясняется не только примесью биогенного кальцита, но и его аутигенными выделениями, выпадающими в результате реакции морской воды с реликтами оливина и пироксенов в серпентинитах, приводящей к резкому повышению рН интерстиционной воды. При переотложении таких серпентинитов на большой глубине аутигенный кальцит мог корродироваться и полностью раствориться.

Наряду с депрессионными структурами, связанными со срединными океаническими хребтами, эдафогенный материал, по-видимому, присутствует во всех глубоководных желобах. Но так как большинство из них расположено вблизи континентов или крупных островных архипелагов, часто с активным вулканизмом, то здесь эдафогенная седиментация подавляется другими видами обломочной седиментации.

Чисто эдафогенные отложения установлены в глубоководных желобах, наиболее удаленных от крупных участков суши, таких, как Марианский желоб. Драгирование приокеанского борта этого желоба к востоку от острова Гуам показало, что среди коренных пород, обнаженных в верхней части склона (глубина 5400—5600 м), преобладают подушечные лавы мезокайнозойских щелочных базальтов и тесно с ними связанные диабазы [Шараськини др., 1960]. Ниже по склону глубин 6800—7000 м были подняты только цеолитизированные гиалокластиты. В зоне сочленения Марианского желоба с желобом Яп с глубины 6400—6700 м на приокеанском склоне были подняты главным образом куски подушечных базальтовых лав и диабазов, петрохимически сходных между собой и близких типичным океанским толеитам. Более разнообразный комплекс магматических пород обнаружен на приокеанском склоне широтного участка Марианского желоба [Скорнякова, Липкина, 1975; Рудник и др., 1978]. Этот участок характеризуется глубинами, превышающими 10000 м. Здесь со средней и верхней частей склона с

глубин соответственно 8900 и 6600 м были подняты куски оливин-плагноклазовых и пироксен-плагноклазовых базальтов толеитового типа, но с несколько повышенным содержанием K_2O . С глубины 10220—10275 м были драгированы разнообразные габбро-нориты, роговообманковое габбро, амфиболизированные габбро-пироксениты, гарцбургиты, энстатитсодержащие дуниты, серпентиниты. С этих же участков подняты сильно брекчированные и милонитизированные метаморфические сланцы — актинолит-хлоритовые, альбит-тремолитовые, амфиболовые. Таким образом, на приокеанском борту верхняя часть склона во всех трех пересечениях характеризуется выходами главным образом эффузивных и субинтрузивных разновидностей базальтоидов, близких к абиссальным толеитам или отличающихся от них несколько повышенной щелочностью. Здесь же местами вскрыты, по-видимому, перемежающиеся с лавами горизонты гиалокластитов. На глубине более 10000 м обнажены главным образом габброиды и частично гипербазиты.

Состав коренных пород приостровного склона Марианского желоба не одинаков в разных пересечениях. На участке к югу от острова Гуам верхняя часть склона (на глубинах 5400—5500 м) характеризуется выходами подушечных базальтов и диабазов, приближающихся по петрохимическим показателям к океаническим толеитам. Ниже (на глубинах 8100—8400 м) были драгированы существенно иные породы: щелочные базальты, магнезиальные андезиты (из серии марианит-бонинит), а также разнообразные габброиды и гипербазиты. Большая часть перечисленных пород встречена в составе полимиктовой брекчии. Многие слагающие ее обломки несут следы скольжения, тектонического развальцевания, деформации формы и катаклазирования. Брекчия сцементирована рыхлым светлосерым тонкозернистым материалом глинисто-серпентинитового состава, иногда карбонатами и цеолитами. Эта брекчия может быть или выходом на склоне серпентинитового меланжа или олистостромы офиолитового состава [Савельева и др., 1980].

С приостровного склона в зоне сочленения Марианского желоба с желобом Яп, с глубины 6400—6700 м, был поднят совершенно иной материал. В основном здесь были извлечены полимиктовые тектонические брекчии, состоящие из обломков авгит-плагноклазовых базальтов, двупироксеновых и авгитовых андезитов и андезито-базальтов, роговообманковых андезито-дацитов, т.е. пород дифференцированного известково-щелочного вулканического комплекса, типичного для разреза вулканических дуг. Многие обломки интенсивно катаклазированы.

Таким образом, в приапском конце Марианского желоба отличие в составе магматических пород, вскрытых на противоположных склонах, резче, чем в районе острова Гуам.

Комплексы дочетвертичных осадочных пород, драгированных с приокеанического и островодужного склонов Марианского желоба, весьма сходны [Мурдмаа и др., 1980]. Из приведенного материала видно, что состав эдафогенного материала, который поступает с противоположных склонов Марианского желоба, на многих пересечениях близок. Он зависит главным образом от глубины разреза, вскрытого склонами желоба. По мере углубления желоба в составе эдафогенного материала к обломкам, связанным с разрушением эффузивных базитов, должен прибавляться материал разрушения интрузивных базитов и гипербазитов. Это подтверждают имеющиеся наблюдения по осадкам желоба. Современные осадки встречены на дне желоба и нижней части склонов, представлены темно-коричневыми, обогашенными окислами Fe и Mn пелагическими глинами, глинисто-кремнистыми и кремнистыми (этмодискусовыми) илами. Их соотношение друг с другом не вполне ясно, но в ряде мест отмечается переслаивание, объясняемое изменением биологической продуктивности. В этих осадках эдафогенный материал слагает алевритовую и значительную часть крупнопелитовой фракции [Скорнякова и др., 1978]. Эдафогенная примесь в осадках глубоких частей желоба имеет "гипербазитовый" состав. В легкой подфракции она представлена в первую очередь серпентинитами

минералами, составляющими 60—70%. В тяжелой подфракции эдафогенны является оливин (до 50%), амфиболизованный моноклинный пироксен (до 50% ромбические пироксены (группы энстатит-бронзит). Общее содержание тяжелой фракции в пелагических осадках, обогащенных гипербазитовым эдафогенным материалом, резко возрастает от долей до нескольких процентов. В химическом составе таких осадков характерно увеличение MgO.

Наряду с эдафогенной тонкообломочной примесью в глинистых осадках вблизи скалистых уступов имеются грубообломочные эдафогенные накопления типа брекчий обрушения и оползней. Многие слагающие их обломки покрыты со всех сторон пленками и корками гидроокислов Fe и Mn [Мурдмаа и др., 1980].

Вверх по склону состав эдафогенной примеси в глинах меняется на "базитовый" с возрастанием в легкой подфракции палагонитизированных и хлоритизированных стекол, цеолитов, основных плагиоклазов, а в тяжелой — моноклинного пироксена.

Помимо современных осадков со склонов Марианского желоба подняты обломки доплейстоценовых эдафогенных отложений "гипербазитового" состава. Наиболее типичные из них были встречены в нижней части приокеанского борта на широтном участке желоба. Здесь на глубине около 9 тыс. м вместе преобладающими обломками базальтов отмечаются эдафогенные алевролиты, песчаники. Алевролиты зеленовато-серые, тонкослоистые, сложены зернами серпентинов с примесью (около 15%) пироксенов, актинолита, в небольшом количестве эпидота, сфена, хромшпинелидов. Химический состав характеризуется невысоким (около 45%) содержанием SiO₂ и высоким (до 30%) MgO. В некоторых алевролитах повышено количество "базитовой" кластики (до 20%). Эдафогенные песчаники имеют темно-серый цвет. Они сложены обломками серпентинитов, ультрабазитов, габброидов и в небольшом количестве базальтов, а также зернами минералов, связанных с этими породами: диопсида, энстатит — бронзита, бастита, разной степени серпентинизированного оливина, плагиоклазов. Многие зерна катаклазированы. Цемент песчаников серпентинитовый. Валовый химический состав таких песчаников так же, как и алевролитов, характеризуется низким содержанием SiO₂ (около 50%) при высоком значении MgO (около 20%).

В последние годы появляются сведения о развитии эдафогенного осадкообразования не только в таких линейных глубоководных депрессионных структурах, как рифтовые долины, трансформные разломы, желоба, но также и на других участках океанического дна, характеризующихся расчлененным рельефом. Показательны в этом плане современные отложения, обнаруженные в юго-западной части Тихого океана во время 16-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" [Матвеев и др., 1979]. У подножья крутого юго-западного склона подводного плато Кемпбелл, как показали дночерпательные пробы, на глубине 4020 м, происходит накопление хорошо сортированных мелкозернистых кварц-калишпатовых песков с примесью зерен кислых плагиоклазов. Зерна кварца по сравнению с полевыми шпатами хорошо окатаны. Исследование типоморфных особенностей кварца показало его метаморфическую природу. Тяжелая фракция состоит главным образом из роговой обманки и эпидота. Происхождение этих песков связано с размывом крутых склонов плато, где, предполагают, обнажаются мезозойские метаморфические породы, аналогичные вскрытым в основании разреза на о-ве Кемпбелл. Размыв, вероятно, осуществляется придонными течениями типа контурных. В этом районе зарегистрирована их скорость около 2 см/с, но предполагается существование и более значительных. Очевидно, донные течения не только размывали тектонически раздробленный материал, связанный с разломами, обрамляющими плато, но и сортировали его, вынося более тонкие фракции.

Более грубозернистые, плохо сортированные осадки, также связанные с разрушением метаморфических пород плато Кемпбелл, вскрыты у его юго-восточного склона скважины 276, пробуренной в 29-м рейсе б/с "Гломар Челленджер"

на глубине 4677 м. Здесь в составе осадков преобладают обломки кварца, кварцитов, кристаллических сланцев, гранита.

Данный пример интересен для понимания возможности возникновения и накопления аркозового, сравнительного хорошо окатанного и сортированного материала в удалении от континентальной суши. На участках деструкции коры, характерных для активных и пассивных окраин океанов, подобный тип эдафогенных отложений может иметь весьма широкое распространение. Однако даже в современных океанах он может оставаться не распознанным, принимаясь за типичные терригенные осадки.

Другой тип эдафогенных отложений был установлен в 16-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" у подножия подводного хребта Маккуори [Матвеевков и др., 1979]. Хребет сложен гипербазитами, габброидами, долеритами, базальтами. Он связан с крупными разломами, обусловившими вывод мантийных пород на поверхность. У подножия хребта, на участке к югу от о-ва Маккуори, на глубинах 5000—5400 м накапливаются диатомовые илы с прослоями и линзами, обогащенными плохо сортированным песчаным материалом. Легкая фракция песков состоит из основных плагиоклазов и хлорита с редкими волокнами серпентина (хризотил-асбеста); тяжелая представлена моноклинными и ромбическими пироксенами, роговой обманкой, магнетитом и эпидотом. Как видно, состав обломочного материала в этом случае имеет "базитовый" облик и хорошо объясняется разрушением основных магматических пород, вскрытых в хребте Маккуори.

Вблизи Португалии, на южном склоне подводной горы Ормонд (банка Горенж) установлены глубоководные эдафогенные пески, брекчи и более крупные обломки (олистоолиты) габбро и долеритов, которые отлагались в зависимости от рельефа прилегающего дна [Lagabrielle et al., 1981].

Таким образом, на разнообразных примерах видно, что для современного эдафогенного осадочного материала характерна локальность распространения, изменчивость состава, часто плохая сортировка и окатанность обломков, обычно резкое отличие состава и размера обломков от состава и гранулометрии вмещающей массы, резкая разница с окружающими отложениями. По характеру стратификации среди эдафогенных отложений распространены неслоистые массивные образования, отложения с градационной слоистостью, но могут встречаться и отложения с косой слоистостью, обусловленной переносом обломочного материала течениями. Появление эдафогенного материала указывает на специфические условия седиментации, контрастность рельефа дна, наличие уступов, связанных с зонами тектонических нарушений, беспокойным тектоническим режимом.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЭДАФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Выявленные к настоящему времени эдафогенные отложения в геосинклинальных комплексах чаще всего представлены породами, которые по составу относятся к офиолитокластам. Отложения такого состава встречаются во многих разрезах Мезотетиса [Сатиан, 1981]. Весьма типичны для этих отложений осадочные серпентиниты, особенно привлекающие внимание исследователей и в других фанерозойских геосинклинальных поясах [Lockwood, 1971].

Одним из районов в пределах СССР, где были изучены эдафогенные офиолитокласты, является Малый Кавказ. Они широко распространены здесь в пределах Севано-Акеринского офиолитового пояса. В наиболее типичном виде — это олистостромовые накопления, но местами на ограниченной площади встречаются и слоистые отложения [Соколов, 1977]. Один из таких участков находится в пределах Сарыбабинского синклинория, вблизи Ипякского гипербазитового массива (см. раздел "Олистостромы"). Особенностью здешнего сеноман-сенонского разреза является присутствие большого количества обломочных

серпентинитов [Градусов и др., 1975]. Приведенное ниже описание показывает соотношение в разрезе (снизу вверх) различных типов отложений.

1. Бурые, зеленовато- и синевато-серые несортированные серпентинитовые брекчии с крупными телами брекчированных серпентинитов. Величина обломков от нескольких сантиметров до первых метров. Преобладающая их форма угловатая, но встречается и хорошо окатанная. Цемент брекчии состоит из крупнокристаллического кальцита, в котором "плавают" кальцитизированные серпентинитовые зерна размером в 1—3 мм. Вверх по разрезу среди брекчий появляются прослой конгломератов, отличающиеся лучшей окатанностью и сортировкой обломков. Сначала это одиночные прослой, но вверх по разрезу их количество возрастает, размер обломков уменьшается, появляются грубозернистые серпентинитовые песчаники с линзовидной слоистостью. Видимая мощность 50—60 м.

2. Грубообломочные, плохо сортированные зеленовато-серые полимиктовые конгломераты. Среди крупных обломков (до 0,5 м в поперечнике) преобладают спилиты, вариолиты, зеленокаменно измененные габброиды. Реже среди крупных обломков отмечаются серпентинизированные гипербазиты. Встречаются глыбки серпентинитовых песчаников с кальцитовым цементом. Обломки других пород редки. Цемент конгломератов — это буроватая глинисто-карбонатная масса, включающая плохо сортированную песчаную примесь из обломков тех же пород, что встречаются и в глыбах. Мощность 50 м.

3. Тонкое переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность слоев до нескольких сантиметров. Слоистость субгоризонтальная, близкая к ступенчато-градационной с резкими границами (как нижней, так и верхней) и у прослоев песчаников, и у алевролитов. Песчаники бесцементные полимиктовые. Преобладают зерна волокнистых амфиболов, амфиболизированных серпентинитов, моноклинных пироксенов, измененных плагиоклазов. В меньшем количестве встречаются кварц, кальцитизированные зерна, кварц-эпидотовые агрегаты. Мощность 12 м.

4. Серпентинитовые брекчии, сходные с залегающими в основании разреза. Мощность 90 м.

5. Конгломерат, сложенный галькой габброидов. Заметная слоистая текстура, выраженная в некоторой ориентировке галек. Мощность 2 м.

6. Флишоидное чередование зеленовато-серых и серых грубо- и тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Характер переслаивания не выдержан, как по разрезу, так и по простиранию. Наряду с пачками, сложенными тонким чередованием (слои до 1—2 см), встречаются горизонты с более грубым переслаиванием (отдельные слои до первых метров). Типы слоистости также меняются. Более мощные слои часто массивные. В отдельных ритмах наблюдается тонкая градационная слоистость. Встречаются слои с пологой косою слоистостью. По простиранию горизонтов иногда удается проследить быстрые изменения отложений: погрубение материала и переход песчаников в гравелиты и конгломераты с крупными отторженцами (олистолитами).

В песчаниках и алевролитах преобладают зерна серпентинитов, количество которых доходит в отдельных слоях до 80—90%. Остальные 10—20% состоят из кварца, кварц-эпидотовых сростков, амфиболизированных габброидов, рудных минералов, кальцита, пелитоморфных известняков, радиоляритов, базальтоидов. Структура песчаников и гравелитов часто бесцементная с конформным сочленением зерен. Мощность 150 м.

В 10 км от описанного разреза в структурно и стратиграфически сходном положении вскрыта пачка, сложенная зеленовато-серыми серпентинитовыми аргиллитами, чередующимися с линзовидно-слоистым серпентинитовыми песчаниками и алевролитами. В этой флишоидной пачке, видимая мощность которой около 100 м, встречаются изолированные серпентинитовые олистолиты, латерально обрамленные серпентинитовыми брекчиями.

Химический состав пород, слагающих описанные разрезы, характеризуется высоким отношением MgO/SiO_2 , указывающим на присутствие магнезиальных силикатов.

В составе этой части сеноман-раннесенонских отложений участвует почти исключительно обломочный материал, связанный с разрушением пород офиолитовой ассоциации, которые в Севано-Акеринской офиолитовой зоне присутствуют либо в отдельных аллохтонных пластинах, либо в составе серпентинитового меланжа [Книппер, 1975; Соколов, 1977]. На эдафогенное происхождение обломочного материала указывает следующее: 1) отсутствие среди обломков продуктов разрушения кор выветривания; 2) отсутствие каких-либо следов континентальных перерывов сеноман-раннесенонского времени между офиолитовыми комплексами и перекрывающими отложениями; 3) близость состава обломков и непосредственно перекрывающих тектонических пластин.

Иной тип эдафогенных образований описан в среднепалеозойских отложениях Южного Урала [Хворова, 1974а,б]. Здесь в силуре и девоне среди кремнисто-глинистых илов местами накапливались гранулометрически разнообразные существенно монолитические кремнеобломочные осадки от брекчий и конгломератов до алевролитов. Обломки представлены фтанитами, зеленовато-серыми и светлыми кремнями, встречаются фрагменты кремнеобломочных пород более ранней генерации. Иногда присутствует обломочный материал, связанный с разрушением вулканических пород, при этом частота встречаемости чуждого материала и его количество возрастают по мере уменьшения зернистости кремнеобломочных отложений.

Пласты кремнеобломочных пород залегают среди сравнительно глубоководных бескарбонатных глинисто-кремнистых и глинисто-кремнисто-туффитовых отложений.

Грубые кремнеобломочные породы типа брекчий и конглобрекчий в виде хаотических нагромождений распространены на сравнительно ограниченных площадях и имеют мощность до первых десятков метров. Это типичные подводные свально-оползневые образования, отнесенные к олистостромам [Руженцев, Хворова, 1973]. Собственно осадочные кремневые конгломераты образуют редкие пласты и линзы среди более тонкозернистых четко стратифицированных толщ. Мощность конгломератов до 1—2 м. Они плохо сортированы. Размер обломков от долей до 2—3 см и содержание отдельных фракций сильно варьирует. Форма обломков изометричная, сглаженно-угловатая или округлая. Характерно отсутствие цемента, вследствие чего обломки плотно соприкасаются (инкорпорационные и конформные структуры).

Кремнеобломочные песчаники варьируют от мелко- до грубозернистых. Сортировка материала от довольно хорошей в мелкозернистых разностях до средней в грубозернистых. Преобладают угловато-окатанные зерна. Как и конгломераты, песчаники в большинстве случаев бесцементные. Более тонкозернистые кремнеобломочные породы — алевролиты в отличие от песчаников содержат много связующей глинисто-кремнистой или кремнистой массы и, по существу, являются фоновыми осадками, в которые лишь добавлен в том или ином количестве тонкозернистый кремнеобломочный материал.

Слои песчаников имеют различную мощность, разный характер стратификации: маятниковый, ступенчато-градационный, градационный (рис. 7). Песчаники с разным типом стратификации входят в состав отличающихся друг от друга породных ассоциаций, характерных для различных фациальных зон бассейна.

Песчаники с маятниковой стратификацией распространены локально. Они наиболее грубозернистые, с обломками вмещающих пород. Среди кремнистых аргиллитов слои песчаников распределены неравномерно. Иногда они достигают нескольких метров мощности. Эти пласты рассматриваются как "проксимальные турбидиты", накопившиеся недалеко от мест поступления обломочного материала,

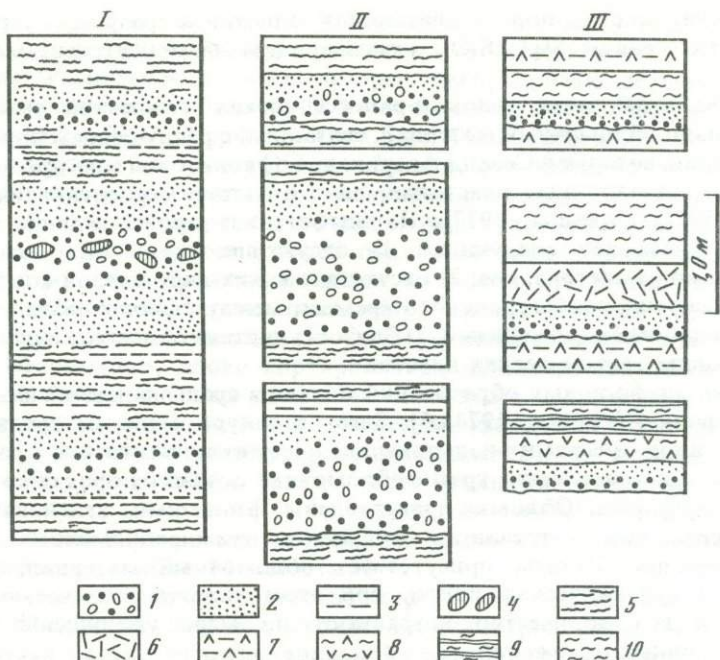


Рис. 7. Положение эдафогенных кремнеобломочных пород в составе ассоциаций разного состава и различной стратификации [Хворова, 1974а]

Ассоциации: I — песчано-аргиллитовая с "маятниковой" стратификацией; II — песчано-аргиллитовая со ступенчато-градационной стратификацией; III — песчано-туфито-силицитовая. 1 — грубозернистые песчаники; 2 — средне- и мелкозернистые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — обломки субсинхронных аргиллитов; 5 — аргиллиты; 6 — туфы; 7 — туф-фиты; 8 — туфосилициты; 9 — чередование силицитов и аргиллитов; 10 — силициты

на склонах относительно пологих депрессий. Не исключено, что в их формировании участвовали и зерновые потоки.

Наиболее широко распространены песчаники с асимметричной стратификацией. Они также залегают среди кремнистых аргиллитов, в которых местами появляется примесь тонкой пирокластики. Распределение песчаников очень неравномерно и по мощности слоев и по насыщенности ими отдельных уровней. Слои с мощностью, превышающей несколько десятков сантиметров (до 2,5 м) обычно имеют ступенчато-градационную слоистость. Более тонкие пласты песчаников часто гранулометрически однородны (одноступенчатый тип стратификации) или обладают нормальной градационной слоистостью, особенно типичной для слоев песчаников в разрезах, где количество их невелико (дистальные фации). Иногда в средне- и мелкозернистых песчаниках развита горизонтальная слойчатость, но нигде не встречалась косая или волнистая. Песчаники с асимметричной стратификацией формировались в большем (по сравнению с предыдущим типом) удалении от питающих поднятий. Они отлагались потоками, в составе которых отсутствовала глинистая составляющая, что отличало их от настоящих турбидных потоков. Слои со ступенчато-градационной слоистостью можно рассматривать как отложения тех частей потоков, где они не теряли своей индивидуальности. Для дистальных частей слоистость.

Область распространения кремнеобломочных осадков представляла собой склоны у подножия уступов, ограничивавших местные конседиментационные подводные гряды (кордильеры), сложенные близкими по возрасту, но уже литифицированными кремнистыми осадками. Формирование гряд и уступов было

связано с разломами. Вблизи разломов кремнистые породы были сильно раздроблены и тем самым были уже подготовлены тектоническими процессами к последующему обрушению. Доказательством этому может служить сходство обломочного материала, встречаемого в брекчиях обвалов, олистостромах, конгломератах и песчаниках с обломками и цементирующей массой тектонических брекчий, развитых среди фтанитовых толщ. Некоторые гряды, по-видимому, были мелководными и часть обломочного материала в их пределах была окатана.

Разнос кремнеобломочного материала в относительно глубоководные участки бассейна осуществлялся автокинетическими потоками разной интенсивности, с разным объемом обломочного вещества, с разной динамикой. Ширина полосы, на которую разносился кремнеобломочный материал (учитывая палинспастические реконструкции бассейна), достигала, по-видимому, 100—150 км [Формации..., 1978].

Эдафогенные кремнеобломочные отложения широко распространены среди среднекембрийской — нижнеордовикской туффито-яшмовой толщи, слагающей тектурмасскую свиту одноименного антиклинория Центрального Казахстана [Хераскова, 1979]. Кремнеобломочные породы тяготеют к верхней части свиты. Они образуют самостоятельные пачки (до 30 м) или слагают относительно маломощные (от долей сантиметра до 0,5 м) пласты среди кремнистых туффитов. Преобладают конгломераты и гравелиты, меньшим развитием пользуются песчаники. Основная масса обломков сложена теми же кремнистыми породами, что слагают основную часть свиты. Это красные яшмы, пестрые по составу и окраске кремнистые туффиты, зеленые силициты. Наиболее крупные кремнистые обломки в конгломератах, как правило, имеют уплощенно-вытянутую (до 10 см) плитковидную или более деформированную форму и сложены кремнистыми туффитами и туфопелитами. Они могут рассматриваться как эдафогенные фрагменты полулитифицированного ила. В наиболее мощных пластах кремнеобломочных отложений иногда видны поверхности размыва, вдоль которых местами сохранились реликты неперемещенных слоев кремнистых туффитов. Это свидетельствует о том, что плитковидные фрагменты кремнистого осадка попадали в конгломераты в результате размыва непосредственно подстилающих слоев.

Однако большинство обломков кремнистых пород, и в том числе яшмы, имеют окатанную форму, т.е. к моменту их разрушения они были литифицированы. Эти обломки представлены мелкими гальками и гравием. Иногда в конгломератах присутствует и не кремнистый материал. Это валуны главным образом трахидацитов, базальтов и габброидов, редко гранитов, диоритов и кварцитов. В гравелитах и песчаниках обломочный материал более однородный кремнистый. Цемент кремнеобломочных пород то скудный, то обильный, представленный кремнисто-туффитовой или глинисто-кремнистой массой, мало отличимой по составу от обломков. Для пластов кремнеобломочных пород толщиной до 0,5 м наиболее характерна нормальная градиционная слоистость, иногда нечеткая косая.

Формирование этих кремнеобломочных эдафогенных пород, по аналогии главным образом с сакмарской зоной, предположительно связывается с внутрибассейновыми поднятиями, откуда обломочный материал сносился турбидными потоками. Присутствие среди грубых обломков не только кремнистых пород, вероятно, свидетельствует о достаточно сложном строении этих поднятий.

Примером тех случаев, когда эдафогенный материал не слагает самостоятельные горизонты, а присутствует лишь как примесь в терригенных породах, могут быть палеозойские и мезозойские отложения некоторых палеобассейнов Тихоокеанского пояса [Бродская и др., 1980]. Они изучены на Сахалине, в Японии, Западной Калифорнии, где для них весьма типичны пачки массивных грубозернистых песчаников и конгломератов, хорошо выдержанный по всему региону фоновый состав, но на локальных участках — примесь "необычных" обломков. Количество последних иногда весьма значительно. Фоновая составляющая этих песчаников во всех регионах представлена относительно хорошо сортированной алевритовой или

тонко-среднезернистой песчаной фракцией субаркозового состава с постоянным присутствием зерен кварца, кислых и средних плагиоклазов, калишпатов, а также обломков кварцитов, гранитоидов и пегматоидов. Формирование фоновой составляющей объясняется поступлением терригенного материала с участков суши в результате размыва гранитоидов и метаморфических образований континентальной коры.

Локальная ассоциация в этих же регионах сложена обломками пород, по размеру значительно превышающими фоновые зерна. Обычно это не сортированный материал, неравномерно распределенный в породе, с размером обломков, варьирующим в пределах нескольких миллиметров. Окантованность их хуже, чем зерен фоновой ассоциации. Среди них преобладают обломки базальтоидов, яшм, кремней, песчаников, аргиллитов, известняков. Обычно в каждом случае локальная ассоциация представлена обломками лишь одной или двух пород. На Сахалине наиболее часто встречаются обломки яшм, базальтоидов, аргиллитов.

Часто массивные песчаники с примесью местных обломков имеют признаки оползневых текстур. Формирование локальной ассоциации объясняется внутрибассейновым размывом главным образом своих, уже сформированных, частично литифицированных осадков и лавовых излияний. В ряде случаев были прослежены постепенные переходы, например, от грубозернистых песчаников с обломками яшм через гравелиты и яшмовые брекчии до массивных яшм. Такие же обломочные шлейфы обрамляют известняки и базальтоиды. Подобные переходы свидетельствуют в пользу эдафогенного происхождения местных обломков.

Ассоциация эдафогенного материала с субаркозовой фоновой составляющей возникла в окраинных новообразованных морях на краю континента, на участках с континентальной корой. Эти моря представляли бассейны с расчлененным рельефом, с напряженным тектоническим режимом, с высокой сейсмичностью и активным вулканизмом.

Среди палеозойских формаций Урала, Тянь-Шаня, Казахстана, среди формаций пояса Мезотетис известен еще один тип геосинклинальных отложений, в которых роль эдафогенного материала велика. Это карбонатные конгломераты, гравелиты и песчаники, слагающие пририфовые обломочные шлейфы. Аналогичные осадки развиты на склонах и современных рифовых построек. В данном разделе этот тип монолитических эдафогенных отложений не рассматривается. Частично он разобран в разделе о карбонатной седиментации.

Из приведенных примеров видно, что выявленные в геосинклинальных разрезах эдафогенные осадочные образования во многих случаях характеризуются необычным составом (например, монолитическим серпентинитовым или кремнистым). Несомненно, что состав эдафогенных осадочных обломочных пород может быть не только монолитическим, но и полимиктовым. Однако в этих случаях эдафогенные отложения на общем полимиктовом фоне, характерном для терригенных геосинклинальных комплексов, ускользают часто от внимания исследователей, если они не выделяются своеобразием своих структурно-текстурных особенностей (например, олистостромы).

Для всех рассмотренных эдафогенных отложений характерно резкое отличие состава обломков или их гранулометрии, а чаще того и другого, от наблюдаемых в фоновом типе осадков. Даже среди слоистых эдафогенных отложений (не только в олистостромах) типично появление грубозернистых и несортированных разностей. Для них сравнительно с геосинклинальными терригенными комплексами характерна ограниченная площадь распространения. Появление эдафогенов в большинстве случаев объясняется возникновением локальных подводных поднятий. При этом в альпийском поясе Мезотетиса, на Южном Урале эти поднятия связаны с надвигами и шарьяжами. В большинстве других районов появление эдафогенных пород также совпадало с периодами предполагаемых скупиваний.

Эдафогенные отложения накапливались в относительно неширокой полосе вдоль

поднятий со стороны крутых уступов как отложения различных автокинетических потоков. Но их накопление из-за сравнительно малого количества обломочного материала не приводило к формированию таких характерных аккумулятивных структур, как долинно-верные системы, типичные для зон накопления терригенного геосинклинального материала.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Эдафогенная седиментация современных океанов и фанерозойских геосинклиналей имеет определенные черты сходства. В обоих случаях этот тип наиболее ярко проявляется на фоне замедленной общей седиментации. Поэтому часто наблюдается ассоциация эдафогенов и пелагических отложений. Характерна для большинства эдафогенных отложений локализация отдельных седиментационных тел на ограниченной площади, в связи с чем формируется резкая латеральная неоднородность в соседних разрезах.

Как в океанах, так и в геосинклинальных бассейнах заметное формирование эдафогенного материала происходит только при контрастном рельефе, особенно вблизи разломов с интенсивными перемещениями блоков относительно друг друга, где даже плотные породы подвергаются брекчированию. Возникновение эдафогенных обломков происходит главным образом в результате гравитационного обрушения в рельефе дна, будь то тектонические уступы, сложенные раздробленными породами, либо стенки каньонов, промытых в полулитифицированных осадках. Обрушению способствуют новые подвижки блоков, землетрясения. В некоторых случаях эдафогенный материал формируется и вследствие абразии подводных уступов течениями и волнениями. Сходен и механизм переноса современных и древних эдафогенных отложений. Наиболее типичны для эдафогенных комплексов отложения автокинетических потоков.

Несмотря на сходство в современных и древних эдафогенных отложениях, структурно-тектонические обстановки их накопления, вероятно, отличались. Современные эдафогенные комплексы характерны для глубоководных каньонов, связанных с депрессионными зонами (рифтовыми и трансформными каньонами, желобами), хотя имеются примеры их формирования у подножия отдельных кордильер. В геосинклиналях (если верны палеоструктурные реконструкции) доминировал второй тип условий, хотя наместились примеры существования и рифтогенной обстановки.

СЕДИМЕНТАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Разнообразие обломочных осадков, связанных с вулканической деятельностью, определяется особенностями исходной вулканокластики (тефры), а также механизмом и условиями ее отложения. Она может рассеиваться и смешиваться с обычным осадочным материалом и может давать самостоятельные накопления. Рыхлые вулканические продукты не только захороняются в первозданном виде (туфы), но часто испытывают переувлажнение и переотложение до того как окончательно сформируют осадок; такая переработанная вулканокластика образует особые типы обломочных пород (тефроидные, вулканотерригенные и др.), причем между ними и туфами существуют переходные различия.

ИСХОДНЫЙ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Характер и количество поступающей при извержении тефры зависят от состава расплава и типа эрупции. В табл. 1 приведены основные данные об извержениях и их продуктах. Для наших задач удобно все типы извержений объединить в две группы, которым соответствуют и две группы вулканогенного обломочного материала.

Первая характерна для наземных, в том числе островных, вулканов, особенно составляющих архипелаги (дуги) вдоль активных окраин континентов. К ней относятся: пелейский, вулканский, плинианский и ультравулканский типы. Вулканизм здесь дифференцированный.

Эксплозивность вулканов в целом высокая, и объем вулканокластики, в том числе пеплов, большой; в разных количествах присутствует резургентная тефра: при вулканских эрупциях ее мало и она появляется только в начале извержения, при пелейских (с разновидностями безымянской и катмайской) — уже много, а при ультравулканских — целиком слагает выброс. Разные типы извержений имеют разную силу и продолжительность, но все же для всех отмечаются длительные периоды покоя. Это должно сказываться на соотношении в разрезах вулканогенных и осадочных пород.

Так как для вулканов данной группы характерны вязкие расплавы, то большая часть тефры представлена изометричными и неправильными — комковидными, угловатыми и оскольчатыми фрагментами, причем угловатые формы имеет не только резургентный, но даже ювенильный материал. В целом тефры рассматриваемых извержений состоят из литических, минеральных и витрических компонентов. Вулканические постройки относятся к категории сложных, состоящих из лав и тефры (стратовулканы). Высота построек большая: от нескольких сотен метров до 3—3,5 км. Они легко разрушаются поверхностными агентами и дают много вулканотерригенного (вулканомиктового) материала, который может смешиваться и со свежей тефрой.

Вторая группа включает гавайский, стромболианский и суртсейский типы извержений. Для них характерен базальтовый расплав (базальты, андезитобазальты, трахибазальты). Гавайский тип дает мало обломочного материала и почти весь он ювенильный. Близок к гавайскому стромболианский тип, но расплав здесь более вязкий и кластики больше. Для обоих характерно обилие шлака, лохмотьевидных фрагментов и фигурных лапиллей и бомб. Степень фрагментации относительно мала и поэтому много крупной тефры. Высота выброса небольшая (обычно не выше 300 м) и его продукты концентрируются на ограниченной площади вокруг центра. Вблизи него наблюдается покраснение обломков (окисление).

По составу расплава к гавайскому и стромболианскому типу близок сравнительно недавно выделенный — суртсейский [Walker, 1973]. Он принадлежит к категории гидромагматических эрупций, возникающих, когда поднимающийся горячий расплав приходит в соприкосновение с водой — морской или грунтовой (фреатические эксплозии). При этом происходит интенсивное парообразование, сопровождаемое выбросом больших масс кластики. Высота выброса при извержениях такого типа — 600—1200 м и она тем больше, чем меньше глубина воды, на которой находится устье вулкана [Tazieff, 1972].

Среди продуктов эксплозий резко преобладает стекло, преимущественно сидеромелановое, но присутствует и кристаллокластика. На Суртсее (как и на Капельюшине, Азоры) стекло сильно фрагментировано и мелкопузыристо; при некоторых гидромагматических эксплозиях оно слабопористое или плотное. Обломки имеют угловатую форму с плоскими или слабоогнатыми гранями. Продукты гидромагматических базальтовых извержений следует относить к гиалотефре¹ или гиалокластике (используя описательный термин более общего

¹ Этот термин соответствует термину гиалотуф [Honnorez, Kirst, 1976], который, однако, следует применять только к литифицированным отложениям.

Т а б л и ц а 1
 Типы вулканических извержений и их продукты
 (по данным [Ритман, 1964; Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975; Малеев, 1980])

Тип извержений	Первая группа				Вторая группа		
	Пелейский (направленного взрыва)	Ультравулканский	Вулканский	Плинианский	Стромболианский	Гавайский	Суртсейский (гидромагматический)
Состав расплава	Андезитовый, дацитовый, липаритовый; редко—базальтовый, трахитовый		Андезитовый, дацитовый, трахитовый; реже—базальтовый, липаритовый	От дацитового до андезито-базальтового; трахитовый, фonoлитовый	Базальтовый, андезито-базальтовый, трахибазальтовый	Базальтовый	Базальтовый, андезито-базальтовый, трахибазальтовый
Характер расплава	Вязкий		Вязкий	Вязкий	Умеренно текучий	Жидкий	Жидкий, умеренно текучий
Характер эксплозий; сопутствующие явления	Пароксизмы после длительного покоя; землетрясения	От слабых до мощных	От умеренных до сильных; довольно продолжительные периоды покоя; землетрясения	Внезапные пароксизмы; большая высота выброса; кальдеры	Устойчивая активность; ритмичные эрупции	Устойчивая активность; фонтанирование	Бурные взрывы; серии паровых эксплозий
Продукты эксплозий							
А. Ювенильные	Пемза, бомбы, лапилли, пепел — кристалловый, витрический, литический	Нет	От глыб до пепла (очень много; витрический); пемза обломки угловатые, комковатые	Лапилли, пепел — кристалловый, витрический (много); пемза (много)	От глыб до пепла; шлаки, фигурные бомбы, лапилли; пепел витрический (мало)	Шлак, фигурные и уплощенные бомбы; пепла мало	Преобладает мелкая гиалокластическая (везикулярная); много сидеромелана; кристаллокластическая
Б. Резургентные	Обильны; от глыб до пепла. Преобладают литокласты	От глыб до пепла (литический, кристалловый)	Только в начале активности	Много; от глыб до пепла	Только в начале активности	Почти нет	Очень мало; крупные обломки
Характерные генетические типы отложений	Раскаленные лавины, палящие тучи, пеплопады, пеплово-пемзовые конусы	Грязевые потоки, камнепадные накопления	Раскаленные пирокластические потоки, пеплопады, глыбы	Пепло- и пемзопотоки, грязевые потоки, раскаленные лавово-пепловые конусы	Шлаковые конусы (шлак частично окислен)		Гиалотефровые кольца и конусы
Лавы	Потоки короткие, мощные (могут отсутствовать)	Нет	Потоки короткие, мощные (могут отсутствовать)	Почти нет	Потоки	Покровы, потоки	Потоки

значения); в случае преобладания пористых фрагментов осадок можно назвать везикулярной гиалокластикой или везикулярной гиалотефрой. Для формирования везикулярной гиалокластки благоприятнее мелководные условия. Расчеты показали, что обильное выделение газовых пузырей в базальтовом расплаве происходит при глубине воды до 200 м, хотя они возникают и при глубине до 1000 м; ниже гидростатическое давление препятствует их образованию.

Базальтовая гиалокластика возникает не только в результате эксплозий. Шелушение корок заковки лавовых подушек и сфероидов под влиянием резкого охлаждения в воде тоже продуцирует массу стекловатых обломков, получивших название дисквамационной кластики [Tazieff, 1972]. Она менее фрагментирована и представлена смесью мелких и крупных обломков, среди которых могут присутствовать куски базальтовых подушек. Вероятно, от шелушения корок заковки не возникают большие накопления кластики. Чаще они формируются от растрескивания мелких стекловатых лавовых сфероидов и глобуль, характерных для некоторых базальтовых эрупций (подводное лавовое фонтанирование). Иногда в массе гиалокластики сохранялось то или иное количество целых глобуль и сфероидов. Такие отложения предложено называть сфероидными гиалокластитам [Хворова и др., 1974].

Подводные грубообломочные накопления формируются и в результате механического дробления застывших лавовых потоков. Так, при работах на обитаемых аппаратах в рифтовой зоне хребта Рейкьянес обнаружено большое количество крупнообломочного материала (обломки до 0,5 м), состоящего из фрагментов подушечных базальтовых и "лавовых труб".

МЕХАНИЗМ ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ

Перенос вулканокластического материала от его источника к месту захоронения осуществляется ветром, автокинетическими потоками, течениями и волновой гидродинамикой.

Атмосферный перенос и формирование подводных пеплопадных отложений. Главным источником пеплов, захороненных среди морских осадков, являются высокоэксплозивные наземные (островные) вулканы. Уже в процессе извержения может происходить резкая гранулометрическая дифференциация тефры. Ветры могут относить пепел от вулканического центра на огромные расстояния (сотни и первые тысячи километров). Наблюдения над тефрой, поступавшей с Азорских вулканов и перемещенной тропосферными ветрами, показало, что за 300 тыс. лет отложилось: в пределах 100 км от вулкана девять пепловых слоев, в пределах 600 км — пять, а за пределами 1000 км пеплы не обнаружены [Huang et al., 1979].

При изучении современных и молодых пеплов, испытанных воздушный перенос, обычно довольно уверенно устанавливается район питания, но для многих древних объектов это сделать нельзя, и такие пеплопадные накопления относят к категории телепирокластических.

В морских пеплопадных осадках преобладают стекла, иногда с примесью кристаллов и реже литокластов. Чем дальше от источника, тем ниже содержание такой примеси. Так как сильные эксплозии характерны для вязких расплавов, то пеплы, удаленные от источников, преимущественно кислые. Это особенно хорошо выражено в северо-западной части Тихого океана [Лисицын, 1978].

Пеплы, присутствующие в пелагиали, обычно тонкие: преобладают частицы от 11 до 88 мкм [Huang, 1980], сортировка, как правило, хорошая, но если есть примесь пемзы, то фрагменты ее много крупнее пепловых частиц, и осадок имеет бимодальный характер. Мощность пепловых слоев от долей до 5—10 см, редко больше. Нередко наблюдается градиционное строение, обусловленное разной скоростью оседания частиц в водной колонне. Пепел не только образует дискретные слои среди пелагических и гемипелагических осадков, но и смешивается с ними

в разных пропорциях. Детальное изучение пепловой седиментации в разных районах океана показало, что доля рассеянного пепла от общего захороненного количества составляет 65—76 и редко снижается до 40%. Для района Малой Антильской дуги подсчитано, что в 200-километровой зоне рассеянный пепел составляет около 7% всех осадков, отложившихся за 100 тыс. лет, а общее его количество достигает 18%. Таким образом, даже в районах, близких к активной вулканической дуге, вклад пеплопадного материала в осадочные накопления довольно скромный. Если же рассматривать пелагиаль в целом, то, хотя пепловые горизонты иногда распространены на обширных пространствах, вклад этот будет совсем небольшой; он оценивается А.П. Лисицыным [1978] менее чем в 1—3%.

Отложения подводных автокинетических потоков. В переносе и отложении вулканокластики подводные автокинетические (гравитационные) потоки имеют огромное значение. Среди них различаются те же типы, что участвуют в формировании терригенных накоплений. Существуют и специфические потоки вещества, развитые только в вулканических областях (например, подводные пирокластические).

Остановимся отдельно на отложении кластики двух рассмотренных выше групп.

Для первой группы (островной) автокинетические потоки особенно характерны. По времени они могут быть близкими к извержением и перемещать свежую тефру, но могут быть непосредственно не связанными с эрупцией и переносить обработанную тефру старых эксплозий и продукты размыва твердых пород постройки. Возможно и смешение свежей и переработанной кластики.

В первом случае отложения определяются как тефротурбидиты (в широком значении этого понятия), в остальных — как вулканомиктовые турбидиты, включающие тефроидную и вулканотерригенную разности. При островном вулканизме вулканомиктовые турбидиты имеют доминирующее значение, а тефротурбидиты и отложения подводных пирокластических потоков появляются спорадически. Очевидно, при подводных эксплозиях соотношения должны быть обратными.

К отложениям пастообразных потоков относят несортированные образования, состоящие из беспорядочной смеси крупного пепла, лапиллей, пемзы и содержащие небольшое количество гемипелагического ила (5—25%). Мощность таких образований значительна (0,5—5 м) и распространены они на обширной площади.

Осадки зерновых и турбидных потоков в деталях разнообразны. Состоят они из вулканомиктовых песков или тефры (пемзовая, лапиллевая, пепловая), иногда обработанной. Сортировка — от слабой до хорошей. Текстуры массивные, слоистые и градационные, редко бывают конволютные. Иногда значительна (15—30%) примесь гемипелагического осадка; в мощных слоях есть глинистые обломки, что указывает на способность потоков размывать осадок ложа. Толщина слоев обычно от 5 до 80 см. Отложения подводных пирокластических потоков представляют собою пласти (1—10 м), образованные преимущественно дацитовым и липаритовым материалом, отвечающим одной эрупции; они обогащены пемзой и кристаллами; при общей массивности и несортированности в них отмечаются текстуры течения вещества и вертикальная гранулометрическая дифференциация. Местами установлено, что такие подводные потоки хронологически соответствуют игнимбритовым извержениям на соседних островах, причем непосредственно наблюдалось впадение в море раскаленных пепловых лавин, сопровождающих этот тип эрупций. В отложениях пирокластических потоков наблюдается растрескивание интрателлурических кристаллов, пластические деформации фрагментов, большая изменчивость по сравнению с вмещающими обломочными накоплениями; в частности, плагиоклазы здесь сильно пелитизированы и поверхность многих обломков покрыта пленкой гидроокислов железа.

Осадки различных типов автокинетических потоков образуют четко страти-

фицированные "шлейфы" на подводных склонах вулканических поднятий и у их подножий. Потоки могут простираются и далеко от центров, отлагая материал в соседних глубоководных депрессиях. Пологий и широкий шельф не благоприятен для турбидной седиментации, наоборот — узкий шельф и крутой склон, часто связанные с быстрым прогибанием соседнего участка, стимулируют возникновение потоков вещества. Иногда это приводит к асимметричному по отношению к архипелагу накоплению отложений. Хороший пример — Малая Антильская дуга. Около 70% всей вулканокластике, продуцированной ее вулканами за 100 тыс. лет, отложено автокинетическими потоками в расположенной западнее депрессии Гренада (средний угол подводного склона 9°). На востоке архипелага, где развит довольно широкий и пологий шельф, турбидиты отсутствуют (или их мало) и механизм формирования отложений иной.

Шлейфы вулканокластических турбидитов, как и терригенных, испытывают характерные латеральные изменения и в них тоже различаются проксимальные и дистальные части. Первые "насыщенной" вулканогенным обломочным материалом, среди которого много относительно грубого, представленного как тефрой, в разной степени обработанной, так и вулканомиктовыми песками и гравием. Стратификация неравномерная: мощность стратификационных единиц (многослоев) 0,2—2,5 м, и среди них различаются массивные и градированные пласты, а также единицы, отвечающие полной и сокращенной турбидитной модели. Вторые (дистальные части) менее грубые и более разнообразные. Это определяется не только количеством и характером вулканокластике, но и составом обычных осадков, развитых на том участке, куда она поступала; поэтому дистальные части шлейфов представлены различными туфоосадочными комплексами.

Судя по данным скважин, мощность турбидитных толщ (включающих и обычные осадки) разная: от первых десятков до 1000 м. Вероятно, некоторые толщи не полностью пройдены, и если принять во внимание данные сейсмопрофилирования, то они могут достигать и 2 тыс. м.

Автокинетические потоки играют определенную роль и в формировании отложений из рыхлых продуктов океанского базальтового вулканизма. Они особенно характерны для подводных гор и хребтов, на нестабильных склонах которых временами возникало гравитационное перемещение материала. Иногда оно было непосредственно связано с извержением. К отложениям такого типа принадлежат, например, шлейфы везикулярной гиалокластике на подводных склонах Гавайских островов. Подобные отложения в разрезах обычно сочетаются с базальтами и их брекчиями и нередко встречаются во втором слое океанической коры. Примером могут служить разрезы, вскрытые скв. 409, 410, расположенными на склонах хребта в Северной Атлантике.

Среди отложений, не сопряженных непосредственно с эруптивным процессом, различаются по крайней мере два типа: обвально-оползневые отложения и турбидиты.

Обвально-оползневые — представляют собой грубые несортированные микститы, состоящие из матрикса и крупных обломков (размер от галек до глыб), количественные соотношения которых варьируют. Матрикс образован гиалокластикой с примесью минеральных и литических зерен, а иногда и раковинного детрита. Крупные обломки — базальтовые (свежие, измененные), но местами вместе с ними встречаются глыбы рифогенных известняков. Очевидно, такие микститы возникают в результате обвалов, оползней и связанных с ними пастообразных потоков, стимулируемых землетрясениями и тектоническими движениями. На последнее указывают крутые сбросовые уступы на склонах некоторых подводных гор, а также поднятые местами со значительных глубин отторженцы слоистых литифицированных гиалокластитов, отложившихся в мелководных условиях.

Гиалокластогенные турбидиты, чередуясь с пелагическими и гемипелагическими илами, слагают ритмично-стратифицированные толщи. В целом они сходны с терригенными турбидитными комплексами, но обычно мощность их меньше и распространены они не так широко. Для гиалокластогенных турбидитов характерны градационные, горизонтально-косослойчатые (потоковые) и конволютные текстуры; отмечаются полная и редуцированная турбидитная последовательность. Толщина слоев разная: от 5—25 см до 2,5 м (грубые слои). Развита такая отложения в депрессиях, расположенных между подводными хребтами и архипелагами островов и гайотов.

Примером может служить плейстоцен, пройденный скв. 115, расположенной между хребтом Рейкьянес и плато Роколл [Walker, 1972a,б], или верхнемеловая толща (134 м), вскрытая скв. 165 западнее архипелага Лайн, в 50 км от Безымянного гайота.

Перенос и отложение течениями. Поверхностные течения могут оказывать некоторое влияние на место захоронения пеплопадного материала. Ярче выступает их роль в разnose пемзы. При некоторых типах наземных и особенно подводных извержений в море попадает большое ее количество; благодаря плавучести она способна переноситься течениями на большие расстояния, и поэтому часто в пелагических осадках присутствуют пемзовые куски и измельченные частицы, похожие на витрический пепел. В 1962 г. восточнее Южных Сандвичевых островов архипелага было обнаружено скопление дрейфующей пемзы, появление которой связано с подводной эрупцией [Gass et al., 1965]. Несмотря на то, что вулканы архипелага базальтовые и андезито-базальтовые, пемза имела липаритовый состав. Она покрывала акваторию более 2000 миль². Большое количество пемзы сопровождало современное подводное извержение у рифа Миоджин [Mogimoto, 1960]. Как правило, поверхностные течения скорее рассеивают пемзу, чем ее концентрируют.

Придонные течения способны перемывать и переотлагать преимущественно мелкую вулканокластику, тем или иным путем отложившуюся в бассейне. Это может быть материал пеплопадов (наземных и подводных извержений) или турбидных потоков. Влияние придонных течений сказывается на структурных (сортировка) и текстурных (косая слойчатость) особенностях осадка, причем они сходны с теми, которые наблюдаются и при терригенной седиментации. Используя номенклатуру, принятую для терригенов, вулканогенные отложения, испытавшие переработку придонными течениями, будем определять как вулканокластические контуриты (тефроконтуриты, гиалокластогенные, вулканомиктовые контуриты).

Таким образом, по данным современных и ископаемых отложений океанов, общая схема морской (океанской) седиментации вулканогенного обломочного материала вырисовывается следующим образом (рис. 8).

1. Островные (частично подводные) "эксплозивные вулканы" поставляют спорадически большую массу вулканокластики разного состава и гранулометрии. Часть пепла и пемзы, поступая на поверхность моря, разносится (рассеивается) волновой гидродинамикой и поверхностными течениями. При сильных эрупциях атмосферными потоками пепел относится на большие расстояния, образуя прослой среди пелагических и гемипелагических илов.

Большие объемы вулканокластики вместе с вулканотерригенным материалом отлагаются по периферии вулканических островов. Там, где последние обладают развитым шельфом, на нем формируется сложный комплекс тефрогенных, вулканомиктовых и смешанных (туффитовых) отложений. Большую роль здесь играют грубые осадки; отдельные пачки конгломератов достигают 200 м. Судить об этих отложениях можно на основании изучения разрезов на некоторых островах (где шельфовые отложения тектоническими движениями выведены на поверхность) и по немногочисленным данным бурения. Примером может быть верхний

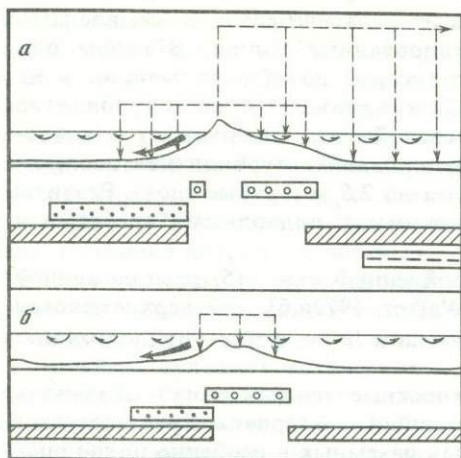
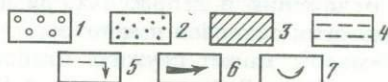


Рис. 8. Схема формирования морских вулканогенных обломочных отложений

а — при островном дифференцированном вулканизме; б — при подводном базальтовом вулканизме. 1 — мелководные комплексы с большим количеством грубых осадков; 2 — отложения автокинетических потоков; 3 — рассеянная пироглаукластика; 4 — пеплопадные слои; 5 — воздушные и подводные пеплопады; 6 — автокинетические потоки; 7 — поверхностные течения и волновая гидродинамика



миоцен, вскрытый скв. 451 у восточного края Западно-Марианского хребта. Это 900-метровая толща андезитовых и базальтовых вулканомиктовых брекчий, конгломератов, песчаников и туфов, местами с примесью окатанного раковинного детрита (мелководные формы); встречен горизонт с линзами лигнита. В разрезе наблюдается чередование интервалов более или менее грубых, что связано с периодическим изменением батиметрии, всегда резко сказывающимися на седиментации в шельфовых зонах.

Узкий шельф и крутой подводный склон благоприятны для возникновения автокинетических потоков и формирования разных типов вулканокластических турбидитов; отлагаются они главным образом у склонового подножия, достигая пелагических частей бассейна. Если при этом вулканокластик попадает в зону придонных течений, она претерпевает переотложение, сопровождаемое сортировкой и формированием соответствующих текстур. "Высокоэксплозивные вулканы", как известно, характерны для островных дуг активных окраин континентов, но они присутствуют и во внутриокеанических архипелагах, таких, как Азорский или Канарский. Состав и количество вулканокластики здесь иные, чем у островодужных вулканов, но общая схема образования из их продуктов морских обломочных накоплений довольно сходна.

2. Базальтовые внутриокеанические подводные и частично островные вулканы при извержениях дают сравнительно немного вулканокластики, но действие их более продолжительно. Кроме того, с ними связаны бурные гидромагматические эксплозии, а также образование аквагенной дисквационной и пульверизационной гиалокластики. Очевидно, при гидромагматических эксплозиях не очень большой силы гиалокластик могла создавать подводные "мутяевые облака" [Власов и др., 1977], при этом часть ее оседала под влиянием гравитации (подводные пеплопады), а часть рассеивалась течениями и волнениями.

Так как базальтовые эксплозии происходили в мелком море или на островах, то тефра местами испытывала обработку, и к ней могли примешиваться продукты размыва лав. Такой "гиалотефрогенный" и особенно вулканотерригенный обломочный материал в объемном отношении, вероятно, уступает соответствующей кластике островодужных вулканов, но локально создает большие накопления (до 400 м). Примером могут служить толщи, залегающие внизу осадочного чехла на Восточно-Индийском хребте (скв. 214, 216, 253, 254). Они состоят из везикулярной гиалокластики с примесью базальтовых обломков и с прослоями вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников. Материал их часто хорошо окатан и представлен по структуре разнообразными основными эффузивными породами. В толще местами присутствуют единичные пласты везикулярных базальтов. В

одной из скважин встречены лигниты, в другой — прослой с остатками разнообразных беспозвоночных, характерных для шельфа. Отложения формировались в мелководно-морских, а частично и в наземных условиях [Pimm, 1974].

Источники базальтовой кластики в океанах в общем обособлены от источников дифференцированных продуктов высокоэксплозивных островных вулканов. Однако обособленность эта не является строгой. В пределах островодужных систем известны спрединговые центры с вулканами, поставляющими базальтовую кластику, причем при седиментации она может смешиваться с андезитовой и кислой, поступившей с островного вулкана. Более обычно совместное формирование обоих типов вулканогенных обломочных продуктов на внутриокеанических островах.

Подводя итог, можно сказать, что вулканогенный обломочный материал формирует морские отложения в трех главных фациальных зонах: мелководной — шельфы и подводные поднятия; депрессионно-склоновой (турбидиты в широком смысле) и пелагической или гемипелагической (рассеяна пиро- и гиалокластика, дискретные пепловые слои). В каждой из них отложения будут иметь свои характерные особенности.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Вулканогенные обломочные отложения, как известно, очень характерны для геосинклиналей, но распространены здесь неравномерно: в одних формациях их мало, в других — они главный компонент. Вулканокластические накопления представлены двумя упоминавшимися группами, причем обычно их осадки относятся к разным формациям и встречаются раздельно.

Тефровые и вулканомиктовые отложения (первая группа)

В геосинклиналях, так же как и в океанах различаются шельфовые, склоновые (включая подножья) и депрессионные (гемипелагические, пелагические) вулканогенно-обломочные отложения.

Шельфовые осадки представлены как более грубыми и мелководными (частично прибрежными) разностями, так и преимущественно тонкими, относящимися уже к нижней части шельфа.

Примером первых являются некоторые верхнемеловые толщи, обнажающиеся на Малокурильских островах. Они детально изучены Н.А. Соловьевой [Гаврилов, Соловьева, 1973], могут служить определенным "фациальным эталоном" при изучении древних геосинклинальных разрезов.

Это — сложный комплекс близких по составу (в данном случае базальтовому и андезито-базальтовому) вулканотерригенных, пирокластических и смешанных осадков. Главной составляющей одних толщ являются конглобрекции, конгломераты, гравелиты; присутствуют агломератовые туфы, лавобрекчии и лавы (матакатанская свита). В других преобладают вулканомиктовые песчаники и кристалловые тефроиды, основным компонентом которых являются пироксены (шлихование); встречаются прослой пеплопадных витрических туфов. Чем грубее отложения, тем грубее стратификация. Мощность валунных конгломератов достигает 50 м. Характерно линзовидное скопление материала и присутствие массивных песчаников; отмечаются косая и волнистая текстуры, изредка градационная, следы размывов. Попадаются обломки раковин иноцерам. В менее грубых толщах присутствуют тонконаслоенные песчано-алевритито-пелитовые пакеты, а также линзы мергелей.

Фациально довольно сходные комплексы вулканотерригенных пород и туфов развиты в палеогене Командорских островов [Шапино, 1976]. Здесь, однако,

состав материала более разнообразный: к андезитовой и базальтовой кластике иногда примешаны обломки дацитов, диоритов, габбро. Кроме того, встречена толща (110 м) липаритовых туфов с линзами валунно-глыбовых "туфоконгломератов" того же состава; в подчиненном количестве в них присутствует галька андезитов и базальтов.

Приведенные примеры относятся к современным островодужным системам, но мелководные морские вулканогенно-обломочные толщи известны и в складчатых поясах на континентах. Они широко распространены в нижнедевонской ирендыкской свите Магнитогорского синклиниория на Южном Урале [Хворова, Ильинская, 1963; Фролов, 1970; Фролова, Бурикова, 1977]. Свита испытывает существенные латеральные изменения, что обусловлено контрастным рельефом и присутствием нескольких аппаратов, реликты которых местами сохранились. Близочаговые фации отмечаются обилием лав, лавобрекчий и накоплениями агломератов. Состав их преимущественно базальтовый и андезитовый, хотя есть и кислые вулканиды. Вулканогенный обломочный материал слагает мощные стратифицированные толщи, среди которых различаются более грубые, мелководные и менее грубые — турбидитные. Первые представлены агломератами, туфами разной гранулометрии и небольшим количеством туфопелитов. Сортировка материала, особенно в грубых осадках, плохая. Характерна слабая общая обработка кластики, что, очевидно, обусловлено быстрым ее захоронением. Большой объем обломочного материала, среди которого много крупного (до глыб), а также обилие резургентной тефры указывает на извержения вулканского, пелейского (безымянского) и ультравулканского типов. Локально проявляются шлаки и везикулярная гиалокластика. Туфовые толщи четко и неравномерно стратифицированы; агломераты образуют пласты от 1,5 до 25 м, крупнообломочные туфы от 1 до 7 м, но в толщах, где отложения более мелкообломочные, напластованность тоньше и хорошо проявляются "осадочные текстуры", характерные для неспокойной седиментации (линзовидная, косая, конволютная слойчатость, мелкие размывы и горизонты местных туффидных брекчий).

Несмотря на обилие грубого обломочного материала, вулканотерригенного среди него немного, что, очевидно, связано с особенностями ирендыкских вулканов: большая часть построек, по-видимому, находилась под водой.

Несколько иной состав и строение имеет улутауская свита (средний девон) того же района. Эффузивных пород в ней мало и она представляет собой мощный (до 2000 м) изменчивый комплекс неравномерно стратифицированных вулканогенных обломочных отложений, среди которых большую роль играют вулканотерригенные. По составу кластика разнообразна: от липаритовой до андезитовой и базальтовой¹. Липаритовый материал слагает и самостоятельные накопления и встречается в виде примеси к порфириловому. Он представлен кварцем, плагиоклазами, липаритами; встречаются гранофировые обломки и пемза. В одних случаях это не обработанная тефра, слагающая туфы, в том числе кристалло-пемзовые игнимбриты, в других — окатанная, образующая тефрогенные гравелиты и песчаники. Иногда в них присутствует небольшая посторонняя примесь: обломки известняков, раковинный детрит, эпидотовые и другие зерна. Отличаются осадки и по относительному содержанию кварца и плагиоклазов, последние местами почти целиком образуют песчаники и алевролиты (дацитовая тефра).

Вторая, порфириловая, кластика слагает большую часть отложений. Состоит она из разных по структуре порфиритов и минеральных зерен (плагиоклазы, пироксены); характерно, что совместно могут присутствовать фрагменты разной степени измененности; например, вместе со свежими пироксенами встречаются

¹ При значительной измененности пород андезитовую и базальтовую кластику не всегда можно отличить, тем более что она часто смешана. Поэтому мы будем рассматривать ее совместно, как порфириловую.

и нацело замещенные эпидотом и кварцем; многие зерна целиком образованы пренитом и их первичная природа не ясна; есть осколки полностью хлоритизированного стекла, изредка слагающие самостоятельные прослои (туфы); попадают единичные обломки яшмокварцитов; часто отмечается небольшая примесь кислой вулканокластиков. В целом материал довольно разнородный, но практически весь вулканогенный.

Обломки испытали разную, но в целом довольно слабую обработку, причем совместно может присутствовать материал неодинаковой окатанности. Литические фрагменты чаще всего сглаженно-угловатые и "комковидные" (как и в свежей тефре некоторых извержений); остроугольные формы редки. Поверхность обломков обычно неровная. Кристаллы — от идиоморфных до угловато-окатанных, но попадаются и округлые зерна.

Порфирировая кластика имеет разное происхождение. Существенная ее часть является продуктом разрушения уже измененных вулканических пород и относится к категории вулканотерригенного материала, отчасти, возможно, резургентной тефры. Присутствие идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов, а также витрических фрагментов свидетельствует о том, что вулканы были активными, периодически поставляли в зону седиментации свежий эксплозивный материал.

Обломочные породы как кремнекислого, так и порфиритового состава представлены разными гранулометрическими типами: от грубых гравийно-песчаных с рассеянной галькой, а иногда и валунами, до мелкозернистых. Реже встречаются конглобрекции, состоящие из крупных (1—20 см) порфиритовых обломков. Почти для всех отложений характерны плохая сортировка и отсутствие пелитовой связующей массы (цемент заполнения пор вторичными минералами).

Стратификация заметно отличается от турбидитной. Наблюдается такая последовательность: а) конглобрекция из хаотично расположенных обломков и очень скудной песчаной связующей массы; мощность до 2 м; б) песчано-гравийный¹ слой с мелкой галькой — рассеянной и образующей линзы; мощность 1,5 м; в) песчаник средне-крупнозернистый, массивный, однородный, лишь иногда с неявно выраженным градационным строением вблизи кровли; часто наблюдается шаровая отдельность, местами сменяющаяся сверху кривоплитчатой; в зернистой массе нередко присутствуют гальки, тонкие плитки и остатки слоев пелитоморфной породы, причем они могут образовывать складочки (рис. 9), замки которых срезаны вышележащим слоем; мощность 0,5—1,5 м; г) песчаники слоистые — либо мелко-среднезернистые с примесью грубого материала, сконцентрированного в основании слоев (градационное строение) или образующего линзы, либо мелкозернистые, чередующиеся с алевролитами; контакты здесь часто неровные, местами удивительно прихотливые, обусловленные оползанием пластичных осадков, внедрением зернистого материала в пелитовый ил, размывами как мягких, так и уже затверделых слоев, микросбросами и реже — биотурбациями; толщина слоев обычно 1—30, редко до 50 см, а мощность слоистых пакетов 0,3—5 м и более. Интервалы "а" и "б" присутствуют лишь в наиболее грубых частях разреза и многие толщи состоят из чередования массивных пластов и слоистых пачек ("в" и "г"); над последними могут появляться небольшие (< 50 см) алевропелитовые ритмиты.

Обилие грубообломочного материала, быстрая латеральная изменчивость, частые размывы и линзовидные текстуры позволяют предполагать относительно мелководную обстановку приостровного "вулканического шельфа". Осадконакопление протекало под влиянием неравномерного поступления больших масс вулканогенной кластики, не успевавшей даже в мелком море испытать хорошую

¹ Здесь и далее имеется в виду материал соответствующей размерности, а не происхождения. В большинстве случаев это вулканомиктовые и смешанного состава (вулканомиктово-пирокластические) породы.

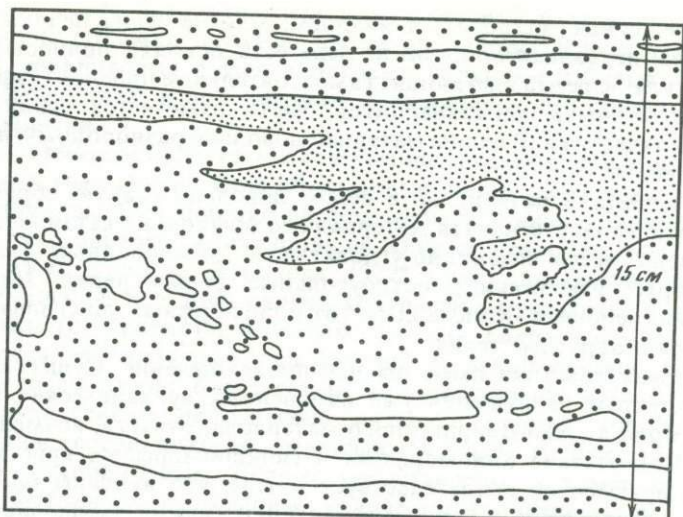


Рис. 9. Контакты слоев разной зернистости. В нижней, более грубой части слоя видны остатки пелитоморфной породы (светлое). Улутауская свита, гора Улутау (зарисовка обнажения)

обработку и сортировку. Обилие и разнообразие оползневых текстур, очевидно, связано с наличием склона и высокой сейсмичностью района. Отсутствие пелитовой составляющей в обломочных осадках можно объяснить двумя причинами: гранулометрической дифференциацией пирокластики в самом процессе эксплозии и отсутствием сколько-нибудь крупных рек, поставщиков глинистого вещества.

Все рассмотренные примеры касаются отложений, сформировавшихся в зонах, расположенных близко от вулканических центров, и характеризуют проксимальную часть периферических вулканогенно-обломочных шлейфов. Примером более удаленной их части, относящейся уже к нижней части шельфа, могут служить ниже-среднемиоценовые отложения Западной Камчатки, изученные В.И. Гречиним [1976]. Они представляют особый интерес, так как содержат остатки фауны, позволяющей увереннее определять батиметрию. Если исключить наиболее мелководные грубообломочные осадки, то среди шельфовых отложений выделяются комплексы, отвечающие трем зонам с глубинами: до 50, 50—200 и более 200 м. Отложения всех трех зон формировались из пирокластического (преимущественно андезитового и дацитового), терригенного полимиктового¹ и биогенного кремнистого материала, причем часто они образовывали смешанные осадки. Чем ниже по фациальному профилю, тем большее значение приобретали кремнистые илы.

Отложения первой зоны представлены мелко- и среднезернистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами с подчиненным количеством кремнистых туфоаргиллитов. Туфопесчаники содержат глинистую примесь, а туфоаргиллиты — алевритовую и песчаную. Обычно породы отличаются соотношением разных компонентов и связаны постепенными переходами. Присутствуют мелко- и тонкообломочные кристалловитрические туфы, образующие слои толщиной 0,1—0,4 м, изредка до 1—1,5 м, распределенные в разрезе неравномерно. Характерное для пеллов градиционное строение часто нарушено. В осадках отмечается косая слоистость, размыты, текстуры внедрения зернистого осадка в пелитовый. Единичны прослои пеллециподового ракушняка.

Во второй зоне главной составляющей разрезов являются туфоаргиллиты, в

¹ Существенной составляющей является в разной степени измененный вулканический материал, но много и осадочного; интрузивные породы и калишпаты очень редки.

разной степени кремнистые, иногда переходящие в глинистые опоки. В подчиненном количестве присутствуют туфоалевролиты. Много туфовых прослоев, распределенных неравномерно. Это — кристалловитрические разности и лишь изредка отмечается обогащение крупной фракции литокластами. Мощность от 5 до 40 см, но есть пласты до 2,5 м. Очень характерно градационное строение слоев, обогащение кристаллами их нижней части. Очевидно, все это пеплопадные осадки, не нарушенные волнениями и течениями.

В третьей зоне преобладают кремнистые осадки (опоки), прослоями обогащенные глиной. Характерна тонкая горизонтальная слойчатость. Туфовых прослоев много, мощность их от 5 до 0,5 м, и все они имеют градационное строение (пеплопадные осадки). Присутствуют раковины тонкостворчатых пелеципод, характерных обычно для нижней сублиторали—верхней батиаги.

Рассмотренные отложения формировались в пределах довольно обширного шельфа, расположенного у островной вулканической суши. Она поставляла в бассейн и терригенный, и пирокластический материал. Последний поступал как непосредственно из эруптивных туч (воздушно-подводные пеплопады), так вместе с мелким песком и глиной выносился из прибрежной зоны волнами и течениями. Весь этот материал распределялся на большой площади и не создавал тех крупных неустойчивых накоплений, при которых легко возникали автокинетические потоки. Для таких крупных участков погруженного шельфа характерны, как показал В.И. Гречин [1976], латеральная выдержанность литологического состава осадков (это не относится к прибрежным фациям) и влияние на седиментацию периодических колебаний уровня моря.

Склоновые отложения представлены разнообразными вулканогенными турбидитными комплексами. И хотя в зависимости от местных условий они отличаются и составом, и гранулометрией, и происхождением кластики (значением вулканотерригенного и пирокластического материала), у них много общего, что определяется сходным механизмом отложения. Всюду это стратифицированные толщи флишоидного типа.

Примером может быть эоценовая формация Оханапекш в штате Вашингтон мощностью около 3 км, почти наполовину состоящая из морских андезитовых и дацитовых пирокластических осадков. Они слагают неравномерно наслоенные толщи, в которых мощные (3—60 м) интервалы несортированных хаотических накоплений, состоящих из литических и пемзовых фрагментов, заключенных в обильном пепловом матриксе, чередуются со слоистыми пачками. Последние образованы лапиллиевыми и пепловыми туфами; лапиллиевые туфы обладают плохой сортировкой, имеют градационное строение и некоторые текстуры, характерные для турбидитов. Пепловые прослои тоже имеют градационное строение, но отличаются хорошей сортировкой, обычной для пеплопадных накоплений. Изучавший формацию Р.С. Фиске [Fiske, 1963] пришел к выводу, что основная масса кластики — продукт мелководных эксплозий. Они принадлежали двум типам извержений: сильным фреатическим, поставлявшим массу твердых обломков (резургентных), и плинианским (пемзовым).

Грубые хаотические накопления этот автор рассматривает как отложения подводных пирокластических лавин (они могут быть и результатом пастообразных потоков). Лапиллиевые туфы отнесены к турбидитам, а тонкие — к пеплопадным образованиям. Накопления больших масс рыхлого материала у подводных вулканических центров и высокая сейсмичность благоприятствовали развитию автокинетических потоков, отлагающих кластику на склоне и у его подножия.

Флишеподобные вулканокластические толщи широко распространены и в западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Они известны на Камчатке, где выделены в вулканогенно-турбидитовую формацию [Марковский, Супруненко, 1972], в Японии [Fiske, Matsuda, 1964], Австралии [Cass et al., 1965], Новой Зеландии [Блейк и др., 1979]. Возраст этих отложений разный. Одни из них относятся

к раннему палеозою, другие — к позднему мезозою и кайнозою. Их появление определяется развитием геосинклинальных систем.

Вулканогенные турбидиты имеют большое распространение и во внутриконтинентальных складчатых поясах, в принципе они сходны с развитыми по периферии Тихого океана.

На Южном Урале рассматриваемый тип отложений присутствует в трех свитах: косистекской (арениг-лландовери), ирендыкской (нижний девон) и в меньшем количестве — в улутауской (средний девон).

В косистекской свите преобладает липаритовая кластика и лишь небольшое значение имеют дацитовая и андезитовая. Отложения представлены ритмичным чередованием туфов и тефроидов разной зернистости с кремнистыми и глинистыми туффитами. Детальное изучение отложений, проведенное Т.А. Вознесенской [Формации..., 1978], показало, что среди них присутствуют осадки подводных пирокластических потоков, и первостепенное значение имеют тефротурбидиты. Отложения эти формировались по периферии вулканических центров, остатки которых в современной структуре не сохранились.

Ирендыкские тефротурбидиты по составу и характеру кластики сходны с рассмотренными выше мелководными грубообломочными накоплениями той же свиты, но отличаются более равномерной напластованностью, постоянным градиционным строением пластов, плохой сортировкой кластики и присутствием, нередко обильной, тонкозернистой связующей массы.

В улутауской свите отложения автокинетических потоков — турбидитных и зерновых являются существенной составляющей некоторых разрезов. Для таких отложений характерна ритмичность, чаще довольно крупная, обычная для проксимальных турбидитов. Улутауские турбидитные комплексы имеют тенденцию к локальному распространению, и часто почти вся свита представлена либо рассмотренными выше грубыми, мелководными осадками, либо, наоборот, тонкими — алевролитами, кремнистыми туффитами и фтанитоидами с отдельными пластами и пачками тефрогенных и вулканомиктовых песчаников. В целом турбидная седиментация была в улутауское время несколько подавлена, что, возможно, связано с выработкой (по крайней мере местами) довольно широкого аккумулятивного шельфа.

Депрессионные, относительно глубоководные отложения, латерально сменяющие обломочные шлейфы привулканических зон (шельфовых и склоновых), установлены во многих геосинклинальных разрезах. В основном эти отложения представлены тонкими осадками, чаще всего глинистыми или кремнистыми. Они нередко содержат примесь тонкой пирокластики (туффиты), образующей и дискретные прослои. Такие отложения, как уже указывалось, развиты в миоцене Западной Камчатки, где они принадлежат к нижней части шельфа и верхней батиаля. К таким умеренно глубоководным образованиям, очевидно, относятся верхнемеловые глинисто-кремнисто-пирокластические комплексы Восточно-Сахалинских гор [Гранник, 1978] и упомянутые выше преимущественно тонкие осадки улутауской свиты. Подобные отложения обычно горизонтально наслоены, но в некоторых случаях в них наблюдаются текстуры, характерные для придонных течений (контуриты).

Из изложенного выше видно, что рассмотренные вулканогенные обломочные отложения геосинклинальных бассейнов прошлого сходны с соответствующими отложениями, развитыми в районах, прилежащих к современным островным вулканическим дугам.

Гиалокластогенные отложения (вторая группа)

Гиалокластические накопления по объему значительно уступают отложениям первой группы, но в том или ином количестве присутствуют в каждой геосинклинали и известны во всем фанерозойском разрезе. Они тесно ассоциируют с эффузивами, хотя могут и выходить за пределы ареалов развития последних. Состав гиалокластиков тот же, что и сопутствующих лавовых образований; известны гиалокластиты от пикритовых до андезито-базальтовых и трахибазальтовых (редко встречаются андезитовые и трахитовые).

В геосинклиналях присутствуют уже упоминавшиеся гиалокластиты двух типов: сфероидный и везикулярный.

Сфероидные гиалокластиты во всех случаях ассоциируют с эффузивными толщами, среди которых много подушечных (и шаровых) разностей. Подушки (шары), как правило, имеют зонарное строение и плотную стекловатую корку закалки; толщина ее от 1—2 до 5—15 см. Подушки либо плотно "уложены", либо между ними наблюдается гиалокластита — продукт разрушения стекловатых оболочек. Установлено некоторое структурное разнообразие отложений.

В одних случаях это несортированные и нестратифицированные образования, состоящие из двух гранулометрически резко отличных компонентов — лавовых подушек или шаров и мелкообломочного матрикса. Размер подушек в разных толщах разный (до 1—2 м), но обычно они мельче, чем в ассоциирующих подушечных лавах, и наблюдается тенденция к уменьшению их величины кверху, где иногда доминируют уже небольшие (5—10 см) шары. Матрикс представлен обычно неправильными фрагментами хлоритизированного и палагонитизированного стекла с реликтами неизмененного сидеромелана и тахилита. Многие обломки имеют форму черепков и осколков с вогнутыми гранями. Размер обломков варьирует в больших пределах: в мелкообломочных разностях — от долей миллиметра до 2—3 см, в более грубых — до 5—7 см. Кроме того, в матриксе присутствуют, а иногда даже слагают большую его часть стекловатые сфероиды (до 20 см) и глобулы (0,25—1,5 см). Сфероиды часто имеют скорлуповатую отдельность (рис. 10). Основная часть стекловатых осколков и черепков возникла от фрагментации сфероидов и глобул, причем иногда она была столь интенсивной, что сохранились лишь отдельные их экземпляры. Таким образом, матрикс представляет собой типичную гиалокластиту. Количество его меняется в больших пределах. Рассмотренные отложения Д. Карлайл назвал "изолированной подушечной брекчией", мы определяли их как аквагенный туф с лавовыми (базальтовыми) подушками [Хворова, 1966]. Представляется, что оба предложения неудачны, и подушечно-гиалокластитовый микстит, как описательный термин, лучше подходит к рассмотренному образованию.

Встречается разновидность, в которой крупная фракция представлена не целыми подушками, а преимущественно или исключительно их обломками. Изредко наблюдаются куски разломанной подушки, лишь немного смещенные относительно друг друга. Величина обломков разная (от долей сантиметра до 0,5 м, редко больше). Весь этот обломочный материал заключен в гиалокластитовом матриксе, сходном с рассмотренным выше.

В некоторых районах, например на Южном Урале, в одном комплексе с микститами встречаются брекчии, состоящие из угловатых подушечных обломков (спилитовых), но без или с незначительным количеством связующей гиалокластитовой массы. Брекчии и микститы, по-видимому, относятся к обвально-оползневым образованиям, отложившимся вблизи подводного вулканического центра. Иногда в микститах присутствуют многочисленные, причудливой формы дайки более кислого состава (кератофиры), причем местами они превращены в глыбы и отторженцы. Это свидетельствует об олистостромовом происхождении по крайней мере некоторых микститов. Перемещение обломочного материала здесь происхо-



Рис. 10. Сфероидный гиалокластит
а — увел. 45, без анализатора; *б* — увел. 100, без анализатора. Силур, Южный Урал

дило после внедрения комагматичных даек и связано не только с гравитационными, но и тектоническими причинами.

Рассмотренные отложения входят в состав гиалокластито-эффузивных комплексов. В некоторых разрезах [Carlisle, 1963] наблюдается следующее сочетание пород: подушечный базальт — подушечно-гиалокластитовый микстит — гиалокластитовый микстит с обломками подушек и тонкими прослоями сортированной гиалокластики — гиалокластитовые турбидиты. В большинстве случаев основание гиалокластито-эффузивных комплексов не видно, и можно предполагать, что сам этот комплекс является частью "базальтовой коры" основания геосинклинали. Однако в некоторых районах (Япония, Австралия) ниже эффузивов развиты осадочные толщи [Maguama, Yamasaki, 1978; Solomon, 1969]. В небольшом количестве осадочные породы встречаются и в переслаивании с мелкообломочными гиалокластитами. Образование гиалокластитовых накоплений связывается с подводными эрупциями, которые могли быть как в глубоководных, так и в

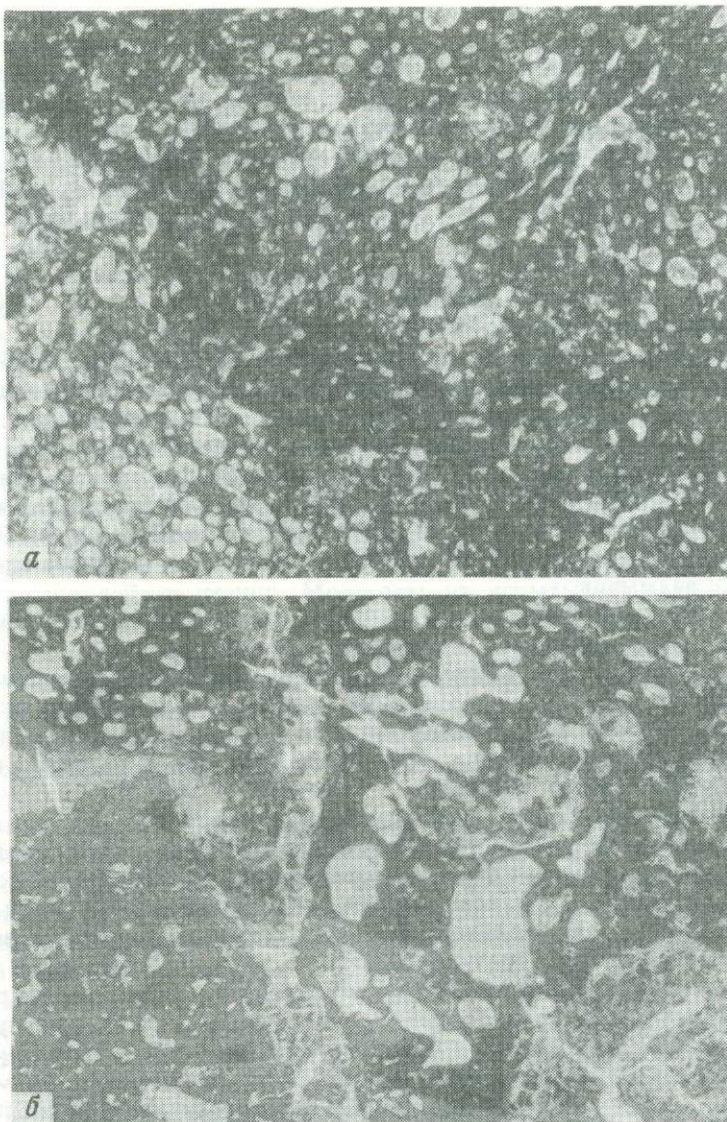


Рис. 11. Везикулярные гиалокластиты. Увел. 20, без анализатора
a — нижний карбон, Южный Урал; *б* — подводная гора в южной котловине Тихого океана

мелководных условиях. Предполагаются две существенно различные обстановки. В одних случаях, исходя из состава расплава, тесной ассоциации с офиолитами (в частности, с дайковым комплексом), постулируются спрединговые зоны [Иванов и др., 1973; Иванов, Чурилин, 1975], расположенные не только в океанах, но и в красных морях. В других случаях есть основание связывать гиалокластитовые толщи с подводными горами, иногда располагавшимися вблизи континента. Существуют также данные об образовании гиалокластитов в пределах островодужных систем [Пискунов, 1966].

Второй тип — везикулярные гиалокластиты (гиалотуфы) — охватывает петрографически довольно разнообразные породы, но всегда главной их составляющей являются обломки основного пузыристого стекла, чаще сидеромеланового (заме-

щенного хлоритом.) Форма обломков угловатая, часто причудливая, поверхность ячеистая. Обломки обычно четко выделяются на фоне вторичных минералов, заполняющих пространство между ними, но иногда плотно прилегают один к другому, создавая почти сплошную везикулярную массу, в которой отдельные фрагменты различаются лишь количеством, формой и размером пор (рис. 11). Различаются как грубые, так и мелкообломочные гиалотуфы, как массивные, так и слоистые. Грубые разности образованы обломками гравийно-песчаной размерности, иногда с примесью более крупных (1—3 см) базальтовых фрагментов и кристаллов (плагиоклазы, пироксены). Там, где их много, порода теряет свой типичный "гиалокластивый" характер. Известны отложения, где появляется также примесь раковинного детрита и обломков известняка. Грубые гиалокластиты отличаются обычно плохой сортировкой материала и отсутствием слоистости. Мощность их разная: от первых метров до 50 м. Менее грубые разности представлены как крупно- и среднеобломочным, так и мелкообломочным (алевритовая размерность) материалом, причем чем он мельче, тем лучше сортирован. Мощность отдельных слоев варьирует в больших пределах (от 0,1—2 см до 1—1,5 м). Отмечается градационное и маятниковое строение пластов. В тонкослоистых пачках границы между прослоями разной гранулометрии очень резкие, при этом с крупно-среднеобломочными слоями соседствуют тонкообломочные. Преобладает горизонтальная слоистость, но отмечается мелкая косая и линзовидная, а также следы мелких размывов.

Везикулярные гиалокластиты ассоциируют с различными породами и формировались в разных условиях.

В Северных Мугоджарах [Формации..., 1978] гиалотуфы (массивные и тонкослоистые) развиты в мелководно-морском терригенном комплексе, включающем валунные конгломераты и песчаники с крупной косой и линзовидной слоистостью. Материал полимиктовый, причем обилен сиалический. В разрезах, где присутствуют гиалотуфы, много базальтов — плотных и амигдалоидных и соответствующих литических туфов. Литокласты и гиалокласты иногда обогащают песчаные и алевритовые слои, вулканические обломки здесь много крупнее вмещающего терригенного материала и отличаются от него плохой сортировкой и отсутствием обработки ("лавовые лохмотья"). Они попали в осадок во время извержения и не испытали сколько-нибудь существенного переотложения. Мелкая гиалокластика не только образует самостоятельные прослои, но и обогащает иногда терригенные осадки, она хорошо сортирована и имеет тот же размер, что и терригенный материал; таким образом, часть гиалокластики, преимущественно тонкая ее фракция, разносилась в бассейне и смешивалась с обычным осадком. Гиалокластические отложения здесь, так же как и терригенные, формировались в мелком море, где временами происходили вулканические извержения; связаны они с начальной, грабеновой стадией развития геосинклинали.

Мелководные условия установлены и в других районах формирования везикулярных гиалокластитов, например, в Корякии [Григорьев и др., 1983] и на Урале [Формации..., 1978; Вознесенская, 1972]. В Корякии наблюдалась определенная последовательность в строении разреза, содержащего гиалокластиты. В нем выделяются три толщи. Нижняя образована мелководно-морскими терригенными отложениями. Средняя состоит из чередования базальтовых кристаллолитокластических туфов и везикулярных гиалокластитов, местами с редкими маломощными пластами амигдалоидных базальтов. Верхняя толща — базальтовая. Гиалокластитовые отложения претерпевают латеральные изменения. Вблизи вулканических центров они состоят из непереработанного материала и чередуются с литокластическими туфами и лавами; мощность таких толщ небольшая (30—50 м). На удалении от центров гиалокластиты образуют мощные (100 м) слоистые накопления. Они формировались в результате перемещения гиалокластики гравитационными потоками и отложения ее у подножия вулканических поднятий.

В большинстве случаев (если не всегда) накопление везикулярной гиалокластике возникало в мелководных бассейнах, где вулканы, по-видимому, были островными. Появление больших масс везикулярного стекловатого материала могло быть связано с сильной газонасыщенностью расплавов либо с особенностями вулканических проявлений: с развитием гидромагматических и фреатических эксплозий.

В целом если сфероидная гиалокластика возникала в большом пределе батиметрических условий, то везикулярная характерна для мелководно-морских и наземных (в частности, островных) эрупций.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Геосинклинальные вулканогенно-обломочные отложения континентов, как это следует из рассмотренного выше материала, имеют большое сходство с океанскими, если принимать во внимание их активные приконтинентальные зоны. Прежде всего это сходство выражается в наличии двух групп вулканокластике.

Геосинклинальные отложения первой группы формировались в областях с дифференцированным вулканизмом. Чаще это был непрерывно дифференцированный известняково-щелочной вулканизм, где преобладали андезито-базальты и андезиты, но в том или ином количестве присутствовали и кремнекислые расплавы. Вулканогенные обломочные отложения образуют здесь мощные стратифицированные флишеподобные толщи. Мощность их испытывает латеральные изменения, и в местах "раздува" достигает первых километров. Сложены они вулканотерригенным и пирокластическим материалом с подчиненным количеством собственно осадочных (обычно гидрогенных) прослоев. С удалением от эруптивного центра размерность вулканокластике уменьшается и увеличивается содержание обычных для бассейна отложений. Такие толщи представляют собой типичные вулканокластические шлейфы, сходные с наблюдаемыми в районах современных островных дуг.

Менее распространены (или менее ярко выражены) кремнекислые вулканогенно-обломочные отложения, слагающие толщи сравнительно небольшой мощности (сотни метров), входящие в состав контрастно дифференцированных серий (спилит-кварцево-кератофировых). В отдельных случаях на них согласно, с постепенным переходом, залегают стратифицированные вулканогенно-обломочные толщи ("обычные островодужные"). Примером является соотношение карама-лыташской и улутауской свит Южного Урала. По-видимому, спилиты и кварцевые кератофиры первой свиты можно отнести к начальной стадии формирования островной дуги. С этим согласуются и петрохимические особенности карама-лыташских эффузивов. Такие контрастно дифференцированные толщи с липаритовыми вулканокластическими накоплениями для океанов не указываются. Может быть, они не обнаружены, а может быть, это специфика "внутриконтинентальных геосинклиналей".

Фациальные условия образования вулканогенно-обломочных накоплений в геосинклинальных бассейнах сходны с таковыми активных приконтинентальных окраин. В обоих случаях источником кластике (тефры и вулканотерригенного материала) являются эксплозивные островные и подводные вулканы, ограниченные то довольно широкими шельфами, то узкими, переходящими в крутые склоны. Соответственно, и в геосинклиналах, и в пределах современных островодужных систем развиты сходные по составу и строению вулканогенно-обломочные комплексы. Для них характерны одни и те же генетические типы отложений: тефровые и вулканомиктовые турбидиты и конгуриты, осадки подводных пирокластических потоков, пеплопадов и др.

Менее широко в океанах развиты вулканогенно-обломочные отложения щелочного состава, связанные с внутриокеаническими островными архипелагами, такими, как Азорский, Канарский и др. Эксплозии здесь более редкие, обычно

связанные с образованием кальдер. Пепел и пемза имеют трахитовый состав. В геосинклиналях щелочные вулканы обычно приурочены к более поздним стадиям, чем рассматриваемые, но локально присутствуют и на ранних. Примером может служить туфовая ортофировая толща верхнего лудлова-жедина на Среднем Урале [Дианова, 1958].

Геосинклинальные вулканокластические отложения второй группы (гиалокластогенные) тоже имеют аналоги в океанах. Как мы видели, в обоих случаях гиалокластиты представлены двумя структурно-генетическими разновидностями (везикулярной и сфероидной). Они присутствуют среди мощных эффузивных толщ (в океанах это базальты второго слоя). Кроме того, в океанах гиалокластита характерна для подводных гор и гайотов и эпизодически возникает при базальтовых извержениях на островах (суртсейский тип эрупций). При этом она формируется на поднятиях как в открытой части океана, так и в краевых морях. Хотя обычно гиалокластические накопления концентрируются вблизи вулканических центров, часть материала перемещается автокинетическими потоками на некоторое расстояние, а тонкая фракция рассеивается в водоемах, смешиваясь с обыкновенными осадками. Хорошо известно, что базальтовые стекла (в том числе пелагонитизированные) часто обогащают пелагические глины в океанах. В геосинклиналях тоже присутствуют довольно мощные "близочаговые" накопления гиалокластиков, как турбидитные, так и рассеянное базальтовое стекло. Объективно оценить палеогеографическое и структурное положение геосинклинальных гиалокластических отложений часто бывает весьма затруднительно.

В разных регионах эти отложения связывают с разными структурными зонами. В одних случаях доказываются мелководные, в других - глубоководные условия их формирования; в одних — постулируются островные и подводные вулканы (подводные горы), в других — спрединговые зоны. При этом часто указывается на расположение этих структур в пределах краевых морей, вблизи континента или островной дуги.

В целом, несмотря на определенные неясности относительно палеогеографических и структурных условий формирования некоторых вулканогенных обломочных накоплений, можно констатировать, что общая схема их формирования соответствует схеме, наблюдаемой в океанах, включая островодужные системы с их краевыми морями.

ОЛИСТОСТРОМЫ

Рассматривая обломочную седиментацию в геосинклинальных палеобассейнах и глубоководных участках океанов, следует остановиться особо на проблеме формирования грубообломочных отложений, часто описываемых как олистостромы. Они установлены во всех фанерозойских геосинклинальных поясах, и количество примеров с конкретными описаниями подобных отложений за последние годы резко возросло. Насыщенность олистостромами разных поясов и отдельных зон внутри последних неодинакова.

В 1955 г. Ж. Флорес предложил обобщенное название "олистострома" для грубообломочных хаотических накоплений типа "глинистых брекчий" и "чешуйчатых глин", развитых среди третичных толщ в Сицилии и Северных Апеннинах. В дальнейшем этот термин стал необычайно модным и вскоре почти вытеснил из употребления многие другие названия, под которыми хаотические комплексы описывались ранее. Большое внимание, проявляемое в последнее время к этим отложениям, объясняется тем, что для Северных Апеннин и для многих других регионов не только Альпийского, но и других геосинкли-

нальных поясов было доказано, что формирование олистостром происходило в периоды крупных тектонических перестроек.

По мере накопления фактического материала и теоретических разработок появилось много разных трактовок понятия "олистострома". Причина этого частично кроется в недостаточном строгом первичном определении понятия олистостром, предложенном Ж. Флоресом в его работах 1955—1959 гг. В нем нет четкого ограничения размера отложений (масштабности явления), например, за минимальный площадной размер взята "возможность быть закартированными". Генетический тип этих образований также сформулирован не очень ясно ("отложения полужидкого вещества"). Более того, у Ж. Флореса указывается, что в некоторых олистостромах может наблюдаться несколько типов потоковых накоплений, начиная от хаотических грубых обломков, оторванных от материнского субстрата, до турбидитов.

Существует взгляд (например, Ф. Дж. Хойдемайкера), что олистостромами следует считать лишь очень узкий генетический тип гравитационных оползневых отложений, расположенных в ряду других сходных образований — между отложениями когерентных (не потерявших первичные связи) оползней и отложениями грязевых потоков. От первых они отличаются полной потерей первичных текстур осадков, большей перемешанностью вещества (инкогерентные оползни), а от вторых — отсутствием следов оседания обломков в виде элементов слоистости, сортировки, соприкосновения обломков. Другие исследователи, напротив, подчеркивают, что между перечисленными типами отложений нет резкой границы. Это отражает постепенное изменение способа перемещения обломочной массы в зависимости от физических свойств обломочного материала, степени его обводненности, глинистости и обусловленной этим тиксотропности и прочего.

По многочисленным описаниям конкретных олистостром явствует, что к ним относят разные генетические типы осадочных грубообломочных несортированных отложений. Многие литологические вопросы, касающиеся олистостром, их положения в ряду различных оползневых образований, механизма формирования, а также разбор терминологического хаоса, существующего в зарубежной литературе в отношении грубообломочных оползневых отложений, детально рассмотрены в работе Ф. Дж. Хойдемайкера [Hoedemaeker, 1973]. Большая сводка фактического материала, касающегося олистостром, их строения, состава, положения в разрезах и структуре геосинклинальных складчатых поясов, содержится в работах М. Г. Леонова и С. Д. Соколова [Леонов, 1975, 1979; Леонов и др., 1980; Соколов, 1977, 1979]. М. Г. Леонов [1979], занимавшийся вопросами классификации подобных отложений, предлагает относить к олистостромам наземные и подводные отложения обвалов, осыпей, всех типов оползней и грязевых потоков, объединяя их в группу гравитационных микститов. Первоначально он не включал в олистостром обвално-оползневые отложения, на формирование обломочного материала которых оказывали влияние тектонические факторы (группа тектоногравитационных микститов). В более поздних работах эта группа микститов также включена им в олистостром [Леонов и др., 1980].

Суммируя существующие представления, наиболее целесообразно под олистостромами понимать крупные геологические тела, сложенные преимущественно гравитационными осадочно-оползневыми грубообломочными отложениями. Среди пород, слагающих олистостром, наиболее характерны грубообломочные микститы, иногда выделяемые как псевдотиллиты, тиллоиды и т. п. [Чумаков, 1978]. В генетическом смысле олистострома представляет собой присклонную фацию субаквальных обвално-оползневых образований, которые могут состоять из отложений многих генетических типов, таких, как подводный коллювий (обвалы, осыпи), когерентные деляпсивные (соскальзывающие) и детрузивные

(смятые) оползни, инкогерентные оползни (потерявшие структуру первичных осадков), дебриты (отложения пастообразных потоков).

Как когерентные оползни следует рассматривать многие крупные олистолиты и олистоплаки, весьма типичные для олистостром. В олистостромах тесная связь с тектоническими процессами проявлена в наличии обломочного материала, созданного под воздействием тектонического дробления, во многих внутренних структурно-тектонических особенностях, а также в синхронности формирования с периодами крупных региональных перестроек при покровообразовании. Гравитационный характер олистостром обусловлен ландшафтной обстановкой (наличием склонов с определенными углами падения, уступов и т.п.), чаще всего также связанной с активным тектоническим режимом. Для олистостром характерно появление их почти одновременно на обширных площадях. В одних случаях олистостромы формируют крупные межформационные тела, в других — они связаны с определенными формациями (например, флишевой), в которых могут стать доминирующими членами отдельных ее градаций (верхнеэоценовый "дикий флиш" Альпийского пояса). Состав и условия формирования обломочного материала олистостром самые разные. Часто он имеет преимущественно эдафогенное происхождение, но может быть терригенным и вулканогенно-обломочным. Перечисленные генетические типы субаквальных гравитационных отложений могут встречаться и в составе других фаций среди других отложений, но здесь их роль по сравнению с олистостромами во много раз меньше. Так, детрузивные оползни часто появляются среди тонкообломочных накоплений. Коллювий, по-видимому, часто встречается среди некоторых вулканогенных толщ [Кориневский, 1982]. Горизонты дебритов часто ассоциируют с турбидитами долинно-вернерных комплексов.

При изучении донных отложений современных океанов обнаружены огромные площади дна, покрытые хаотическими обвальными оползневыми отложениями, по многим характеристикам напоминающими олистостромы геосинклинальных поясов. Такие грубообломочные отложения характерны для относительно глубоководных участков океанов, таких, как склоны активных и пассивных континентальных окраин, внутренние (приостровные) склоны желобов, подножия внутриокеанических поднятий, междуговые троговые долины и т.п. Сходство некоторых из этих отложений с классическими олистостромами Апеннин уже подчеркивалось [Moore et al., 1976].

Представления о подобных отложениях в океанах базируются главным образом на геофизических данных: материалах высокочастотного эхолотирования и различных методов сейсмопрофилирования. Они дают представление о детальной микротопографии поверхности, а также внутреннем строении отложений. По этим данным выделяются разные морфологические типы оползневых отложений, тесно связанные между собой и сменяющие друг друга в направлении падения склона. Интерпретация геофизических данных в отношении характера отложений базируется на отдельных точках опробования отложений глубоководными скважинами, донными грунтовыми трубками, драгированием и т.п. Однако и в этих случаях возможности изучения обвальными оползневых отложений ограничены малым диаметром керна. О вещественном составе этих отложений известно очень мало. Все сказанное сильно затрудняет уверенное сопоставление океанских оползневых отложений с олистостромами геосинклинальных поясов.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди молодых отложений океанов обвальное-оползневые отложения часто появляются вблизи различных уступов дна, но наиболее широко они распространены в пределах континентального склона и его подножия по обеим сторонам Атлантического океана (пассивные окраины), где уклоны поверхности достигают всего лишь нескольких градусов. Типичным их примером могут быть приповерхностные отложения Сенегальского континентального склона в районе к северу от г. Дакара в пределах 16—18° с.ш. [Jacobi, 1976]. Общая площадь участка их распространения приближается к сотне тысяч квадратных километров (рис. 12). На нем геофизическими методами закартировано несколько оползневых языков. Самый большой из них, расползшийся между 17 и 18° с.ш., имеет ширину в верхней части склона примерно 100 км и прослеживается вниз по склону на протяжении примерно 300 км. Оползневые отложения прослеживаются в интервале глубин от 500 до почти 2000 м. В строении оползневых языков выделяются несколько зон, в обобщенном профиле последовательно сменяющие друг друга сверху вниз по склону. Верхняя часть языка представлена зоной оползневых срывов (рубцов, борозд). Рельеф дна здесь характеризуется многочисленными уступами высотой от 60 до 250 м и углами до 16°. Отмечается, что эти уступы напоминают стенки подводных каньонов. Однако коробчатая форма с плоским дном отличает оползневую борозду от каньонов, имеющих V-образную форму. Зона оползневых срывов протягивается в виде пояса в интервале глубин 100—500 м и является, по-видимому, главной оползгенерирующей зоной. В пределах самих борозд местами накапливается оползневой материал, перемещенный с более верхних участков, часто их дно покрыто гемипелагическими осадками.

Тесно связана с предыдущей зоной зона "холмистых" оползней, выделяющаяся на эхолотных и сейсмических профилях своим относительно грубым (холмистым) микрорельефом с превышениями более 40 м. Постепенно эта зона сменяется зоной менее грубого ("блокового") микрорельефа (превышения менее 40 м). Обе зоны рассматриваются как области накопления осадков, перемещенных оползнями в виде более или менее крупных блоков в несколько десятков метров в поперечнике, их внутренняя деформация незначительна, но на отдельных участках блоки сильно деформированы и гомогенизированы. Ниже по склону выделяется зона дебритов. Последние отличаются от отложений предыдущих зон очень слабыми внутренними отражениями, что является следствием их тиллоидной текстуры (валунно-аргиллитовые микститы). Их формирование связывают с постепенным разжижением оползневой массы по мере ее движения и превращением в пастообразный (грязевой) поток. Из рис. 12 видно, что описанная идеальная последовательность зон вдоль склона реально имеет гораздо более сложную конфигурацию границ.

Приблизительные подсчеты объема материала, участвовавшего в оползнях, показали, что при формировании наиболее крупных языков эти количества достигали нескольких сотен кубических километров. Площади, покрытые оползнями в наиболее крупных языках, достигают первых десятков тысяч квадратных километров при мощности в несколько десятков метров.

Установлено, что в пределах первой зоны, генерирующей оползней, угол наклона дна составляет 2,5°, что близко к региональному градиенту континентального склона (≈3°). Указывается, что в некотором отдалении от г. Дакар, на участках континентального склона с уклонами, не превышающими 1°, никаких оползневых явлений не наблюдается. Для зон накопления рассмотренных оползневых отложений средний угол уклона дна составляет 1,5°.

Отдельные пробы, взятые донными грунтовыми трубками в пределах поля оползневых отложений, характеризуются сильной смятостью, наличием многочисленных микроразрывов, присутствием местами грубых обломков. Вещественный состав этих отложений пока изучен плохо.

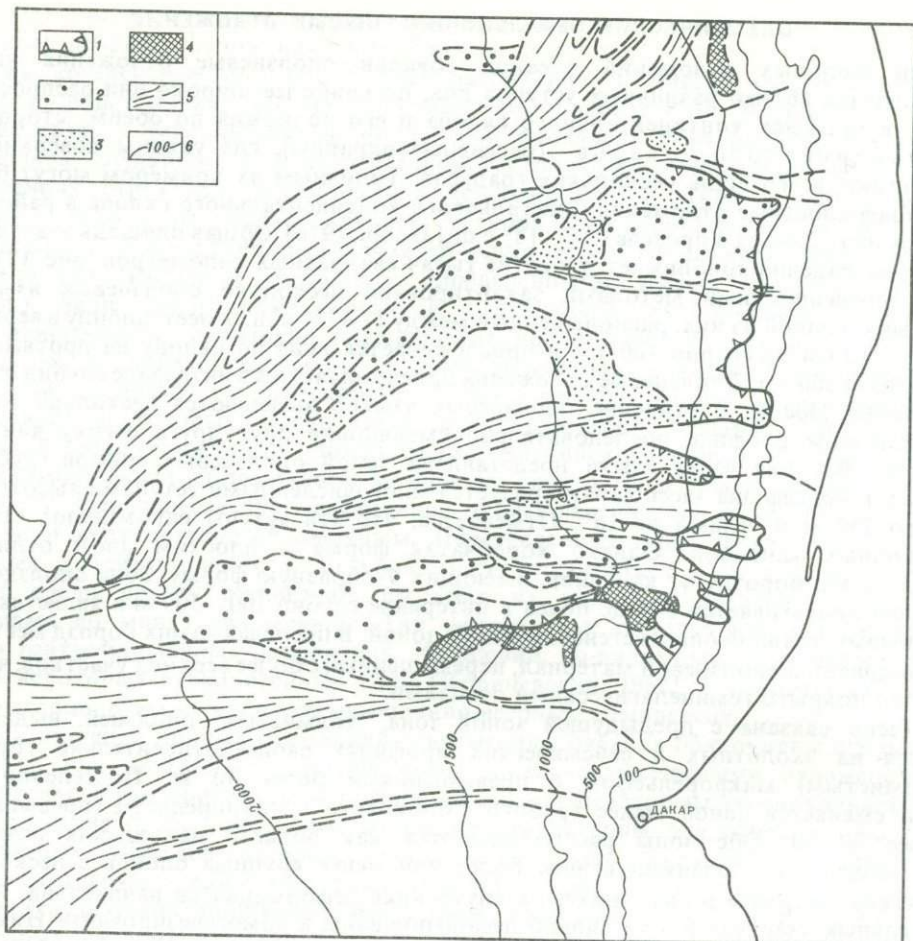


Рис. 12. Распространение обвално-оползневых отложений на континентальной окраине сенегальского участка Северо-Западной Африки (по материалам [Jacobi, 1976])

1 — участки распространения уступов в рельефе и оползневых срывов; 2 — оползневые отложения; 3 — отложения пастообразных потоков; 4 — подводные дюны песка; 5 — пути следования мутьевых потоков; 6 — изобаты, км

Сходные отложения выявлены в пределах континентального склона и его подножия к западу от побережья Испанской Сахары, к югу от Канарских островов, где ими покрыто около 30 тыс. км² [Embley, 1976]. Зона оползневых срывов занимает площадь около 18 тыс. км². Предполагается, что оползнями было перемещено более 600 км³ осадков. Оползневые отложения сменяются вниз по склону крупными языками дебритов. Их протяженность достигает первых сотен километров. В поперечном сечении они имеют форму линз шириной в десятки километров и мощностью в среднем 20 м. Верхняя поверхность дебритов неровная, с резкими гребнями, по-видимому отражающими внутренние деформации, связанные с движением потока обломочного вещества. Взятые из дебритов донными трубками керны показали, что они имеют тиллоидную структуру галечно-аргиллитовых микститов из обломков разноцветных илов.

Не менее широко распространены мощные оползневые отложения и на противоположной стороне Атлантического океана, в пределах континентального склона США [Embley, 1980]. Большая их часть сосредоточена между 32 и 40° с.ш. Этот участок имеет протяженность около 1000 км и на 40% покрыт оползневыми

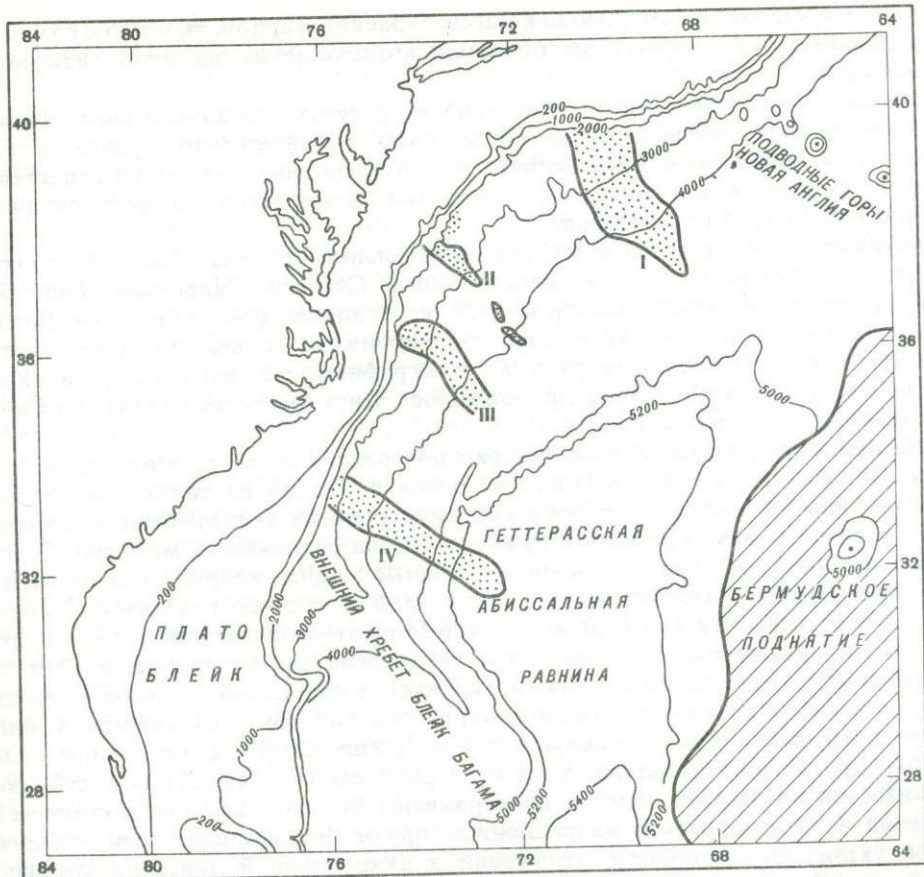


Рис. 13. Распространение обвално-оползневых отложений на континентальной окраине Северной Америки [Embley, 1980] (с упрощениями)

Точками показаны наиболее крупные участки отложений оползней и пастообразных потоков. Зоны: I — Лонг Айленд, II — Балтимор, III — Норфолк, IV — Гаттерас

отложениями (рис. 13). В его пределах выявлены четыре крупные оползневые зоны.

Северная зона покрывает площадь около 25 тыс. км² и протягивается от подножия склона до глубины более 4 тыс. м. Следующая к югу зона также достигает глубины 4200 м, хотя, как видно на рис. 13, не является сплошной. На глубине 3100 м она имеет разрыв, где дно покрыто нормально стратифицированными отложениями с четкими внутренними отражениями. В этих изолированных клиньях, линзовидных в поперечных сечениях, мощность оползневых отложений достигает 20 м. Третья зона охватывает площадь 11 тыс. км² и протягивается до глубины 4300 м и, по-видимому, уходит в Гаттерасский каньон. В ее пределах отмечаются участки сплошных срывов с уступами высотой 50—100 м. Южная зона занимает площадь 25 тыс. км² и ее отложения достигают глубины 5400 м, перекрывая абиссальные осадки Гаттерасской равнины. В ее пределах также прослежены крупные уступы в рельефе дна, в том числе 10-километровый уступ — на глубине 800 и 50-километровый уступ — 2400 м.

В кернах донных трубок дебриты представлены песчаными и алевроитистыми глинами, иногда смятыми в мелкие складки с крупными обломками

илов, отличающихся от вмещающей массы окраской, карбонатностью и возрастом. По-видимому, это эдафогенные обломки, возникшие из частично литифицированных илов.

Формирование оползневых отложений в пределах указанного участка американского склона связывается с понижением океанического уровня в конце плейстоцена, вызванным оледенением. Радиоуглеродные датировки свидетельствуют о формировании обвально-оползневых комплексов за счет отложений не одного, а нескольких потоков.

Крупные оползни в пределах континентального склона Северной Америки известны и севернее, вблизи устья залива Святого Лаврентия. Они были вызваны крупным землетрясением 1929 г. с эпицентром к югу от Великой Банки [Heezen, Drake, 1964]. Мощность оползневых отложений здесь местами превышает 7 м. По времени разрыва телеграфных кабелей было установлено, что движение оползневых масс продолжалось через час после толчка, а скорость перемещения достигала 125 км/ч.

Обвально-оползневые отложения распространены и во многих структурных зонах Тихого и Индийского океанов. Одной из таких зон являются глубоководные желоба, входящие в систему активных континентальных окраин. В них в нижней части приостроводужного склона различными методами сейсмопрофилирования зафиксированы очень мощные и протяженные тела отложений, характеризующихся специфической структурой и составом. Однако о составе данных еще мало, так как только некоторые из этих отложений вскрыты глубоководными скважинами, но при этом нигде целиком не пройдены. Эти тела известны как аккреционные призмы (клинья). Сторонники плитной тектоники рассматривают их как осадочный покров, содранный с океанической плиты при ее погружении под островную дугу и "счешуенный" на островном склоне желоба. Другие исследователи, хотя и не разделяют точку зрения о субдукции океанической плиты, признают и подчеркивают большое влияние тектонических движений на формирование аккреционных призм. Все исследователи объясняют резкое увеличение мощности отложений в аккреционной линзе по сравнению с мощностью осадков на окружающих склонах их сжатием (скупиванием). Сейчас накапливается все больше данных о сложности строения и происхождения этих линз. Установлено, что в разрезе отдельных призм имеется много горизонтов различных гравитационных отложений. Появились факты, свидетельствующие, что по крайней мере некоторые аккреционные призмы сложены материалом, накапливавшимся за счет отложений самого желоба, и обломочный материал поступал главным образом со стороны внутреннего (приостровного) склона [Безруков, Мурдмаа, 1980; Мурдмаа, 1978, 1980].

За последние годы целенаправленные исследования строения желобов и аккреционных призм с применением глубоководного бурения проведены на нескольких наиболее типичных полигонах. Один из них расположен в Японском желобе на широте северного окончания о-ва Хонсю. Здесь японскими геологами выполнены комплексные геофизические исследования, давшие обильный материал для расшифровки геологического строения желоба и тектонической природы слагающих его комплексов [Антипов и др., 1981; Antipov et al., 1982]. На сейсмопрофилях отложения аккреционной призмы характеризуются отсутствием слоистого строения, которое свойственно отложениям, сменяющим призмую вкрест простираения желоба на островном и океаническом склонах [Antipov et al., 1982]. Отражающие площади в пределах призмы имеют хаотические наклоны, что указывает на нарушенность залегания. Во время 56-го и 57-го рейсов б/с "Гломар Челленджер" на двух станциях (434 и 441) скважинами пройдена верхняя часть аккреционной призмы [Scientific..., 1980]. На этом пересечении Японского желоба аккреционная призма зафиксирована в нижней части приостровного склона, начиная с глубины примерно 5 тыс. м до оси желоба. Ширина

линзы достигает нескольких десятков километров при протяженности в сотни километров. Максимальная ее толщина на глубинах 5000—5500 м, по геофизическим данным, достигает 5—6 км, а к основанию склона сокращается до 1 км. В строении линзы, судя по скоростным характеристикам, по-видимому, принимают участие только олигоцен-четвертичные отложения. Последние в скважинах, расположенных выше по склону за пределами линзы, имеют суммарную мощность около 1200 м.

Обе скважины углублены в тело аккреционной призмы более чем на 600 м и в обеих вскрыты примерно одинаковые отложения. Под маломощным (несколько метров) чехлом верхнечетвертичных глинисто-диатомовых зеленовато-серых илов расположены верхнеплиоценовые отложения [Безруков, Мурдмаа, 1980; Мурдмаа, 1978]. Мощность плиоценовых отложений в скв. 434 превышает 450 м. Это богатые органическим веществом зеленовато-серые диатомово-глинистые отложения с диагенетическим пиритом, карбонатными конкрециями и тонкими прослоями вулканического пепла. Примерно в 100 м от поверхности дна в обеих скважинах прослеживается резкая смена относительно пластичных осадков более плотными сильно трещиноватыми, местами брекчированными породами (глинистыми диатомитами и кремнистыми аргиллитами). Характерно присутствие в них среди тонкого матрикса изолированных, различных по величине, окатанных и полуокатанных галек андезитов, дацитов, габбро, мергелей, известковистых кислых туфов. Кроме того, встречаются изолированные тела (patch) кислых туфов, мергелей, кремнистых мергелей. Аналогичные гальки присутствуют среди плиоценовых отложений островного склона за пределами аккреционной призмы. Наличие галек среди отложений призмы служит доказательством ее формирования за счет отложений островного склона. Отмечалось, что это противоречит модели формирования аккреционной призмы из осадков океанической плиты при ее субдукции [Мурдмаа, 1978]. Источником этих галек считается массив допозднемиоценовой суши ("Земля Ойасио"), существовавший на месте современного перехода от склона желоба к расположенной западнее глубоководной террасе. В разрезе скв. 434 установлено неоднократное повторение миоцен-плиоценовых биостратиграфических зон по диатомовым; причинами его могли быть тектоническое ссещивание и оползание осадков.

В меньшем объеме аналогичные явления предполагаются и в соседней скв. 441, хотя в ней сгущивание не нарушило последовательности плиоценовых биостратиграфических зон. В этой скважине вскрыто несколько горизонтов грубообломочных отложений. Так, в интервале 380—410 м расположен пласт осадочных брекчий, сложенных угловатыми и полуокатанными обломками темно-серых кварц-полевошпатовых алевролитов среди более светлоокрашенного глинистого цемента. Этот пласт интерпретируется как отложения подводных грязевых потоков. На глубине ниже 500 м встречено несколько горизонтов брекчий из угловатых обломков до 15 мм в поперечнике зеленовато-серых аргиллитов, темно-зеленых глауконитсодержащих аргиллитов, желто-серых известняков, белых туфов. По-видимому, эти брекчии также осаждались грязевыми потоками, которые содержали как фрагменты литифицированных пород, так и нелитифицированных осадков. Обе скважины вошли в верхнемиоценовые отложения, сильно обогащенные туфами, но не дошли до горизонтов, которые по геофизическим профилям характеризуются крутыми, хаотически расположенными отражающими поверхностями, где вероятны структуры, обусловленные тектоническим и гравитационным перемещениями массы осадков.

Япономорская аккреционная призма была сформирована в постплиоценовое время и, судя по малой мощности перекрывающих четвертичных отложений, по-видимому, в плейстоцене. Если правы исследователи, считающие Японский желоб позднеплейстоцен-голоценовой структурой, то возможно, что залеже-

ние желоба послужило причиной развития оползневых явлений на приостровном склоне.

Примером крупных обвальнo-оползневых отложений, связанных с островодужными системами, является Бейссейновый оползень в Бенгальском заливе. Считается, что его строение во многом сходно с олистостромами Апеннин [Moore et al., 1976]. Этот оползень расположен у основания внешнего крутого склона Андоманско-Никобарского невулканического хребта в северной части Зондско-Бирманской островодужной системы (рис. 14). Свое название он получил от р. Бейссейн — не действующей в настоящее время протоки р. Ирравади. Его отложения занимают общую площадь 4 тыс. км², перекрывая турбидитные отложения Бенгальского глубоководного конуса выноса, а их объем превышает 900 км³. Общая мощность оползневого тела меняется от 1 км у основания склона на глубине около 2 тыс. м до нескольких десятков метров в зоне дальнего выклинивания на глубине около 3 тыс. м. В нижней части выделяется горизонт дебритов, характеризующихся по геофизическим параметрам отсутствием или слабо проявленной стратификацией (рис. 15). По сравнению с другими элементами оползня эти отложения имеют максимальное распространение, достигая осевой части желоба Сунда, где ими на протяжении 145 км заполнена русловая борозда на поверхности Бенгальского турбидного конуса выноса.

Верхний элемент оползневых отложений сложен блоками стратифицированных осадков, ограниченных поверхностями разрыва. Их размер достигает сотен метров по мощности и 2,8 км по протяженности. Эти блоки рассматриваются как аналоги крупных олистолитов среди Апеннинских олистостром. Предполагается, что они сложены турбидитами Бенгальского конуса, которые соскребались в пределах субдукционной зоны Сунда при формировании Андоманской аккреционной внешней дуги, откуда они снова сползли к ее подножию, на отложения конуса. Отдельные блоки были перемещены на 55 км от места срыва. Исследователи Бейссейнового оползня считают, что при его формировании чисто тектонические движения сочетались с гравитационными. Этим они объясняют то, что и в олистостромах часто наблюдаются черты как тектонических образований (меланжей), так и осадочных. Предполагается, что формирование оползня происходило в плейстоценовое оледенение, во время низкого уровня океана, когда река Бейссейн и ее отложения создавали дополнительную нагрузку, откладываясь на аккреционных образованиях внутреннего склона желоба Сунда. Непосредственными причинами срывов могли быть землетрясения.

Кроме аккреционных призм желобов обвальнo-оползневые отложения известны и среди иных структур активных окраин. Одной из таких структур является Бонинский трог (междуговой бассейн), расположенный в очень сложно построенной островодужной системе юго-западной части Тихого океана [Jacobi, Mrozowski, 1979]. Наиболее грубые оползневые отложения с "холмистым" и "блоковым" микрорельефами установлены в южной части трога. К северу, по мере его углубления, они сменяются дебритами. Общая протяженность вдоль трога полосы оползневого комплекса около 250 км. Сплошное поле накопления этих отложений между 27,5 и 28° с.ш. и 141—141,5° в.д. достигает 2—3 тыс. км². Мощность их доходит до 60 м. Во многих местах они перекрыты стратифицированными осадками мощностью до 10 м. Пробы, взятые трубками из "блоковой" разновидности оползневых отложений, характеризовались большими нарушениями в виде мелких лежачих складок, секущих контактов между разными типами илов, а также присутствием щебенчатых и гравийных осадков.

Оползневые отложения играют большую роль в строении глубоководных шлейфов, окружающих некоторые архипелаги Тихоокеанских островов. К такому относится шлейф архипелага Самоа в юго-западной части Тихого океана [Lansdale, 1975]. Ширина его местами достигает 100 км, а общая площадь около

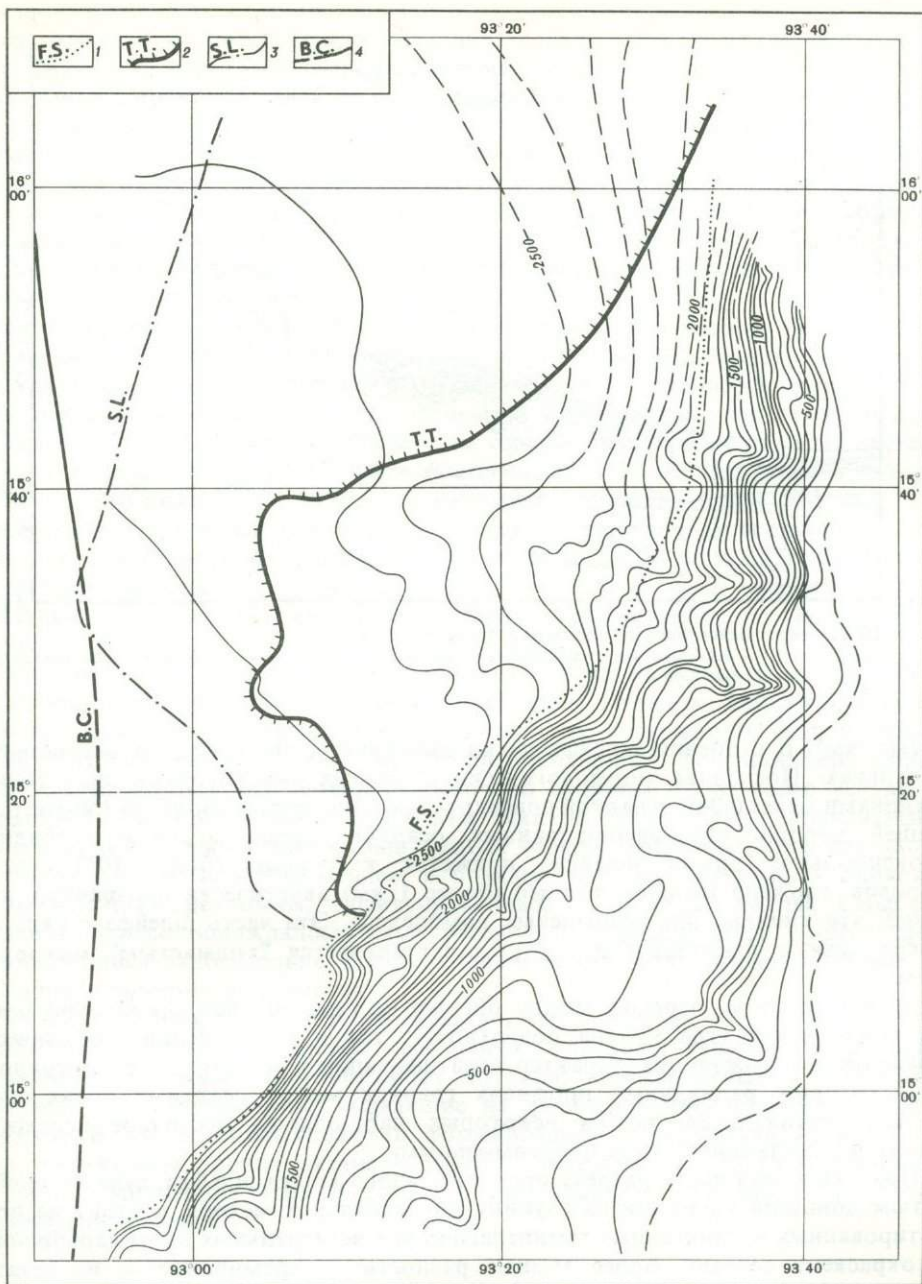


Рис. 14. Положение Бейсейнового оползня в Бенгальском заливе [Moore et al., 1976] (с упрощениями)

1 — основание крутого склона Андоманско-Никобарского хребта; 2 — внешний край оползневой бугра; 3 — внешняя граница распространения дебритов; 4 — перекрытое турбидитами Бенгальского конуса северное продолжение желоба Сунда

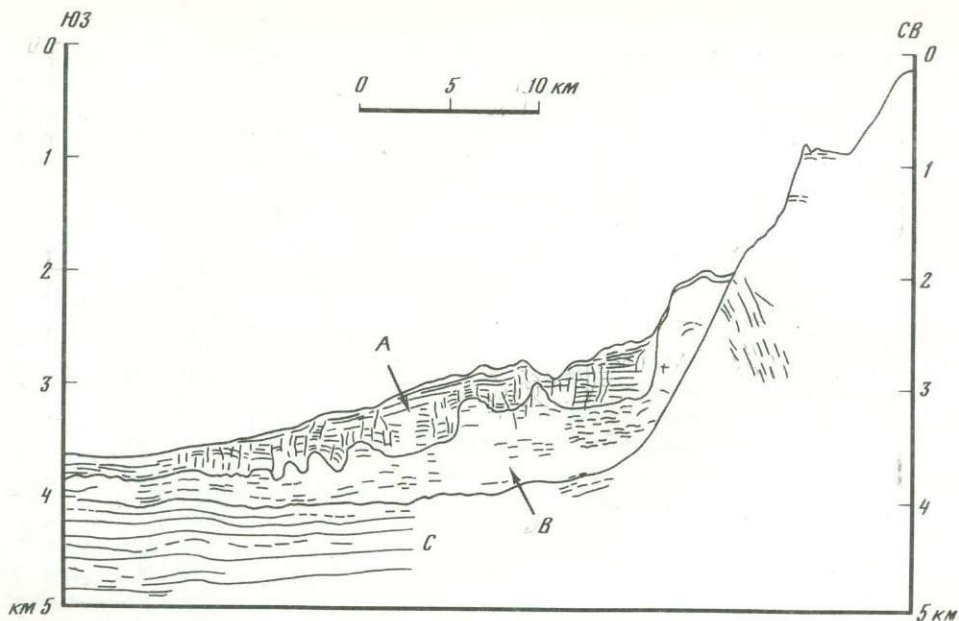


Рис. 15. Разрез через Бейсейновый оползень [Moore et al., 1976].

Буквы на рисунке: А — блоковая (олистолиловая) часть оползня; В — отложения пастообразных потоков (дебриты); С — турбидиты Бенгальского конуса

60 тыс. км². В строении шлейфа четко выделяются две части: проксимальная и дистальная. Последняя морфологически выражена как глубоководная равнина с уклонами менее 0,04° с гладкой поверхностью. Эта часть выполнена 150-метровой толщей хорошо стратифицированных осадков (предполагаемые турбидиты). Проксимальное крыло шлейфа, прижатое к крутым (более 10°) склонам островов, сложено мощной толщей (более 1 км) акустически прозрачных отложений, что типично для оползневых комплексов. Эта часть шлейфа с уклонами поверхности в пределах 0° 30' — 1° 30' характеризуется "холмистым" микрорельефом.

Таким образом, переход между обеими частями шлейфа достаточно резкий как в изменении угла уклона поверхности, так и в изменении геофизических параметров, отражающих характер стратификации и микрорельеф поверхности. На некоторых радиальных профилях граница между осадками обеих частей шлейфа вертикальная, но на некоторых наблюдается частичное перекрытие отложений дистального типа проксимальными.

Поверхностная часть разреза проксимального крыла шлейфа, судя по пробам, взятым донными трубками на глубину до нескольких метров, состоит из плохо сортированных органогенных гемипелагических четвертичных илов, варьирующих по окраске и составу. Более темные разности — кремнистые — из остатков радиолярий и диатомовых, с примесью пепла и обломочных зерен и содержащие около 20% глинистых минералов. Более светлые разности сильно карбонатные, содержат до 30% наннофоссилий и фораминифер. Кроме того, отмечаются слои гиалокластитов, состоящие из обломков сидеромеланового стекла, монтмориллонизированного и цеолитизированного (с анальцимом). П. Лонсдейл полагает, что проксимальное крыло шлейфа сложено оползевыми телами, главным образом вулканокластических и вулканотерригенных осадков, сорванных с крутых склонов островов вследствие землетрясений и преобразования горизонтов гиалокластики в бентониты, игравшие роль смазки. Вместе с

вулканокластикой со склонов сползал и отлагавшийся на нем в постмиоценовое время карбонатный пелагический материал. Однако его количество не превышает 10%. Вместе с осадками, перемещенными со склонов, в строении шлейфа, по-видимому, принимает участие большое количество седиментационного биогенного пелагического материала, которое особенно возрастало при подъеме поверхности шлейфа выше уровня карбонатной компенсации. П. Лонсдейл считает, что относительное перемещение отдельных оползней в пределах склона не превышало нескольких десятков метров, хотя, последовательно образуясь, они захватывали всю площадь шлейфа. Он же отмечает, что шлейф отложений, сходных с самоанскими, хотя и меньшей мощности, можно предполагать и около Маркизских островов.

Оползневые отложения встречены и на восточной окраине Тихого океана. Примером их являются позднеплиоценовые оползневые образования, получившие название оползня Рейнджер [Normark, 1974]. Оползень распространен на юге Калифорнийского континентального бордерленда, где граница континентальной окраины в виде открытого на северо-запад входящего угла врезается в шельф залива Себастьян-Вискайно. Оползневой покров, поверхность которого лежит на глубинах 1500—1650 м, перекрывает площадь более 300 км², и его объем достигает первых десятков кубических километров. Поверхность покрова неровная, с амплитудой превышений от первых до 50 м и более. Первичный осадочный материал мощностью от 75 до 125 м был сорван с участка площадью не менее 125 км² и перемещен к северо-западу по пологому (3°) склону.

Верхняя часть зоны срыва расположена сейчас на участке около 1000 м. Полагают, что сорванный осадочный материал, которым сложен оползневой покров, состоял из зеленых глинистых алевроитов, содержащих остатки относительно глубоководных (2 тыс. м) позднеплиоценовых фораминифер. Образец подобных алевроитов драгирован с восточной стороны оползневого уступа, где сохранились останцы верхнеплиоценовых осадков. Этот образец полулитифицирован и пронизан многочисленными ходами червей. Предполагается, что оползание было связано с перемещением в позднем плиоцене отдельных блоков по многочисленным разломам, зафиксированным в пределах залива Себастьян-Вискайно, что сопровождалось землетрясениями. Считается, что участок срыва, покрывавшийся относительно глубоководным гемипелагическими осадками, был приподнят примерно на 1 тыс. м.

Из всего приведенного материала видно, что в океанах встречаются сходные обвальнo-оползневые комплексы, сложенные близкими генетическими типами отложений (отложения пастообразных потоков, инкогерентных и когерентных оползней). Однако причины, вызвавшие их формирование, по-видимому, были разными. Вдоль пассивных окраин формирование большинства из них объясняют понижением уровня океана в период оледенения. В структурах активных окраин формирование этих отложений, как правило, увязывается с тектоническими движениями.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОЛИСТОСТРОМЫ

Очень многие геосинклинальные обвальнo-оползневые отложения входят в состав олистостром. Ниже рассмотрены примеры наиболее бесспорных олистостром. Особенно широко олистостромы распространены в Альпийском складчатом поясе. Обвальнo-оползневые отложения здесь встречены по всему разрезу, с верхней юры до плиоцена включительно, но наиболее типичные олистостромы тяготеют к нескольким стратиграфическим уровням (рис. 16). В детально изученной западной части пояса это — средний мел и средний палеоген [Леонов

Система	Отдел	Альпийский пояс																						
		Пиренеи	Бетские Карпаты	Северные Апеннины	Южные Апеннины	Сицилия	Северная Африка	Альпы Французские	Альпы Цвейцарские	Альпы Австрийские	Апеннины	Карпаты внешние	Карпаты внутренние	Балканы	Крым	Большой Кавказ	Малый Кавказ	Западная Турция	Восточная Турция	Иран	Оман	Памир	Гималаи	
Q	Антропоген																							
N	Плиоцен																							
	Миоцен																							
P	Оligоцен																							
	Зоцен																							
	Палеоцен																							
K	Верхний																							
	Нижний																							
J	Верхний																							

Рис. 16. Стратиграфическое распределение олистостром в Альпийском поясе [Леонов и др., 1980] (с упрощениями)

и др., 1980]¹. Среди среднемиловых олистостром, тяготеющих к внутренним частям пояса (офиолитовой зоне), доминируют олистостромы, отнесенные указанными исследователями к офиолитокластовому типу. Среднепалеогеновые олистостромы Альпийского пояса сосредоточены главным образом по его северной периферии и тесно связаны с флишевыми отложениями. Долгое время в литературе они были известны как "дикий флиш".

Достаточно полное представление об офиолитокластовых олистостромах дают материалы, собранные в пределах Севано-Акеринского офиолитового пояса Малого Кавказа [Книппер, 1975; Соколов, 1977]. Возраст олистостром в пределах этого пояса не выходит за рамки раннего сеномана (возможно, позднего альба)—раннего коньяка. По-видимому, в разных зонах пояса возраст олистостром несколько варьирует в указанных пределах. Олистостромовый комплекс входит в разрез основных структурных элементов пояса: автохтона и аллохтона и в обоих имеет нормальные стратиграфические отношения с другими отложениями.

Олистостромовый комплекс в разрезах автохтона. Он встречен на всем протяжении Севано-Акеринской зоны. Хотя во всех разрезах в строении комплекса прослеживаются некоторые общие закономерности, в целом для него характерна большая изменчивость даже в пределах мелких структур на коротких расстояниях. Везде олистострома стратиграфически согласно перекрывает также весьма изменчивую терригенную толщу альбского возраста, характеризующую палеогеографическую обстановку начала накопления олистостромы.

На южном крыле Тоурагайского синклиория, составляющего северную подзону Севано-Акеринского пояса, терригенная толща общей мощностью 300 м трансгрессивно перекрывает юрско-неокомовые отложения. Толща начинается массивными неокатанными валунно-глыбовыми конгломератами, которые выше по разрезу начинают переслаиваться с песчаниками и постепенно сменя-

¹ Более ранние (позднеюрские), локально встречающиеся обально-оползневые отложения, отнесенные этими исследователями к офиолитовым олистостромам, с нашей точки зрения, называть олистостромами не следует. Очевидно, правильное рассматривать их как эдафогенный коллювий, формирование которого происходило в структурах, близких к трансформным разломам (см. раздел "Геосинклинальные эдафогенные отложения"). Более высокие уровни появления олистостром связаны с постфлишевыми этапами развития геосинклиналей и к проблемам данной работы прямого отношения не имеют.

ются флишоидной песчано-алевритовой пачкой с градационной слоистостью. Заканчивается толща существенно аргиллитовой пачкой. В составе обломков доминируют средние и кислые эффузивы, кремни, известняки из подстилающих юрско-неокомовых отложений (островодужная ассоциация).

Переход к олистостроме постепенный. В прослоях песчаников из верхней части терригенной толщи появляются зерна хромшпинелидов, гроссуляра, серпентинитов (офиолитовая кластика). Основные изменения приурочены к переходной пачке. У села Чапли в одном из опорных разрезов синклиния эта пачка представлена рассланцованными аргиллитами и алевролитами, среди которых появляются сначала единичные мелкие, а затем все более частые и крупные обломки пород офиолитового комплекса: яшм, пелитоморфных розовых известняков, зеленокаменно измененных базальтоидов, кальцитизированных гипербазитов, серпентинитов, габбро. С увеличением количества обломков верхняя часть переходной пачки приобретает тиллоидный вид. Ее мощность около 6 м, но в основании крупных олистолитов сокращается иногда до 1 м. Вверх по разрезу олистострома состоит главным образом из крупных глыб и олистолитов различных базальтоидов, яшм и наиболее часто — габброидов. В них отмечаются многочисленные следы тектонических деформаций в виде трещин и зон дробления. Количество олистолитов и их размер резко возрастают вверх по разрезу. Часто олистолиты непосредственно контактируют друг с другом. Обычно по контакту развиваются зоны брекчирования с зеркалами скольжения. Максимальное брекчирование в этих случаях наблюдается в подошве верхнего олистолита.

С олистолитами тесно связаны брекчии обычно мономиктового состава из тех пород, которыми сложены олистолиты. В рассматриваемом разрезе они широко распространены, подстилают и латерально замещают олистолиты. Цемент брекчий обычно окрашен в зеленоватые или красноватые тона, глинистый, иногда с примесью песчаного материала офиолитокластового состава. В качестве своеобразных олистолитов встречаются оползневые блоки до 15 м мощностью из смятых в складки песчаников, алевролитов и аргиллитов (фрагменты осадков, субсинхронных олистостромам). В верхах разреза олистостромы, в Тоурагачайском синклинии местами встречаются горизонты мелководных органогенно-обломочных известняков. Общая мощность олистостромовой толщи в рассмотренном разрезе — сотни метров. Возраст ее нижней части по фораминиферам поздне-сеноманский. На олистостромовой толще в Чаплинском разрезе лежит покров пород юрско-меловой эффузивно-радиоляритовой серии толщиной около 100 м.

Из приведенных материалов в альб-сеноманской истории для южного крыла Тоурагачайского синклиния намечается два периода. В первый во время накопления терригенной толщи происходило постепенное углубление трансгрессирующего бассейна с удалением источников обломков для островодужной ассоциации. Для второго (олистостромового) было характерно появление нового источника грубого офиолитокластового материала, который подавил терригенную седиментацию, заполнил прогиб и вызвал обмеление бассейна. В формировании олистостромового комплекса на рассмотренном участке преобладали когерентные оползни как блоков весьма компетентных пород (яшм, магматических комплексов), так и не полностью литифицированных осадков.

От рассмотренной полосы к северу олистостромовая толща сильно сокращается в мощности. На северном крыле Тоурагачайского синклиния олистостромовый горизонт представлен лишь 4-метровым пластом конгломерато-брекчии из обломков серпентинитов, габбро, габбро-диабазов и базальтоидов. Подстилающая этот пласт часть альб-сеноманского разреза, которая может сопоставляться с терригенной толщей, сложена главным образом карбонатно-терригенными мелководными отложениями. Обломочный материал в них состоит из пород "островодужной ассоциации".

В пределах Сарыбабинского синклинория, составляющего южную подзону Севано-Акеринского пояса, альб-сеноманский разрез также делится на две толщи, терригенную и олистостромовую. Терригенная толща залегает с размывом на валанжинских известняках и в целом по своему строению и мощности сходна с терригенной толщей южного крыла Тоурагачайского синклинория. Наиболее существенные отличия заключены в отсутствии в нижних горизонтах валунно-глыбовых конгломератов, а также в появлении местами среди флишоидной пачки смятых в оползневые складки блоков песчаников, содержащих обломки серпентинитов, диабазов и габбро-диабазов. Блоки офиолитокластовых песчаников погружены в глинистую массу, которая обтекает их, а в удалении вновь приобретает субпараллельную напластованию слоистость.

В олистостромовой толще Сарыбабинского синклинория хорошо проявлена зависимость ее состава от близости к Ипякскому габбро-гипербазитовому покрову, занимающему обширную площадь в пределах синклинория. В юго-восточной части синклинория вблизи от этого покрова в составе олистостромы характерно резкое преобладание обломков серпентинизированных гипербазитов. Последние слагают крупные олистолиты, брекчии, а также слои стратифицированных конгломератов, гравелитов, песчаников. В серпентинитовых песчаниках встречаются сеноманские органические остатки. Один из таких разрезов описан при характеристике эдафогенных отложений. На этом участке с серпентинитовыми олистолитами и окаймляющими их брекчиями и тиллоидами, т.е. с типичными хаотическими обвальными-оползневыми образованиями и дебритами, тесно связаны латеральными переходами стратифицированные горизонты серпентинитовых гравелитов, песчаников, алевро-пелитовых пород, также имеющих эдафогенное происхождение обломочного материала. Они представляют собой отложения зерновых и мутьевых потоков, сменяющие на коротком расстоянии оползневые тела. Эти специфические по составу конгломераты и песчаники, несмотря на их чисто осадочное образование, очень трудно отделить от олистостромового комплекса. Общая мощность последнего в юго-восточной части Сарыбабинского синклинория оценивается в пределах 500—1000 м. Выше олистостром здесь выделяется тектонический покров из крупных пластин серпентинитового меланжа.

К северо-западу от Ипякского массива, в бассейне р. Тутхун, разрез олистостромы приобретает более пестрый состав. Здесь нижняя переходная пачка мощностью около 10 м сложена интенсивно рассланцованными аргиллитами, типичными для терригенной толщи. В них заключены фрагменты подстилающих песчаников, мергелей, а также обломки и мелкие олистолиты базальтоидов, радиоляритов, иногда карбонатизированных гипербазитов. Количество обломков вверх по разрезу пачки возрастает и ее облик меняется от аргиллитов с рассеянными "плавающими" гальками до тиллоидных брекчий с глинистым цементом. Выше выделяется 100—150-метровая олистостромовая толща, сложенная брекчиями и конгломерато-брекчиями из обломков диабазов, миндаменных базальтоидов, габбро, серпентинитов, сланцев, известняков, песчаников и аргиллитов. Местами среди брекчий сохранились сравнительно небольшие олистолиты (максимально до 30 м в длину и до 6 м в толщину) габброидов, базальтоидов, серпентинитов, сланцев.

Среди этих грубообломочных накоплений встречаются не выдержанные по простиранью пачки чередования песчаников и алевролитов. Выше выделяется крупный олистолит красных тонкослоистых яшм, в разной степени глинистых, протяженностью около 1,5 км и мощностью от 30 до 150 м. В низах олистолита яшмы интенсивно смяты и брекчированы. Над олистолитом лежит пачка в несколько десятков метров мощностью из чередования офиолитокластовых гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей, в которых местами проявились внутрислойные оползневые текстуры. Песчаники и гравелиты сложены

обломками основных эффузивов, известняков, зернами плагиоклазов и пироксенов, находящихся в конформном бесцементном сочленении друг с другом. Завершается разрез олистостромовой толщи 50-метровой пачкой существенно серпентинитового состава, сложенной главным образом мелкими олистолитами, окруженными бесцементными брекчиями, конгломератами и гравелитами с песчаным цементом, песчаниками. В этой последовательности они сменяют друг друга по мере удаления от олистолитов. Олистолито-брекчиевая пачка перекрыта габбро-серпентинитовым покровом.

Строение олистостромового комплекса в еще большем удалении от Ипякского покрова характеризует разрез в более южных участках бассейна р. Тутхун (на склоне горы Малая Калабойну). В основании разреза, в ядре антиклинали, здесь вскрыта терригенная толща из чередования аргиллитов и алевролитов, содержащая остатки альбских ископаемых. Видимая мощность толщи 120 м. Вверху этой толщи выделяется линза глыбовых конгломератов из обломков выветрелых серпентинитов, яшм, базальтоидов, песчаных известняков. Выше лежит олистолит будинированных серпентинитов протяженностью около 3 км и мощностью до 50 м с характерной конгломератовидной текстурой. Над ним располагаются серпентинитовые конгломерато-брекчии с песчаным серпентинитовым цементом, постепенно вверх переходящие в серпентинитовые гравелиты и далее — песчаники. Общая мощность этих серпентинитовых обломочных пород около 15 м. Обломки серпентинитов слагают 95% пород. Выше лежит 20-метровая пачка известковистых песчаников и органогенных известняков. Она перекрыта 250-метровой толщей, соответствующей по возрасту всему нижнему сенону. Приведенный сокращенный разрез сеномана с органогенными известняками и маломощными олистостромами считается возникшим на приподнятом участке бассейна, который оставался не перекрытым покровными пластинами серпентинитового меланжа. К юго-западу от этого участка наблюдается быстрое (на протяжении 1—2 км) увеличение в несколько раз мощности олистостромового комплекса, который приобретает мощность и состав, сходные с теми, что отмечались в других разрезах Сарыбабинского синклинория.

Олистостромовый комплекс в разрезах аллохтона. Он встречен на ограниченных участках. Одним из них является Кылычлинская синклиналь [Григорьев и др., 1975]. Как и в автохтоне, здесь альб-сеноманские отложения состоят из двух толщ: нижней — конгломерато-песчаной и верхней — олистостромовой. Нижняя толща общей мощностью 100—150 м залегает со стратиграфическим контактом на диабазах, габбро-диабазах, спилитах, кремнистых и карбонатно-кремнистых породах офиолитовой серии, входящих в состав серпентинитового меланжа. Базальные следы толщи обогащены обломками непосредственно подстилающих пород и поэтому имеют очень изменчивый состав. В центральной и восточной частях северного борта синклинали толща лежит на неровной поверхности сильно брекчированных ороговикованных диабазов дайкового комплекса. В основании разреза здесь выделяется горизонт подводного элливия в виде почти мономиктовой брекчии из щебенчатых диабазов с примесью обломков спилитов и роговиков. Мощность горизонта от 1 до 12 м. Характерными отложениями нижней толщи являются линзовидные пласты грубых, плохо сортированных конгломератов. Их мощность на протяжении нескольких сотен метров резко меняется от нескольких десятков метров вплоть до выклинивания. Конгломераты состоят из полуокатанных и окатанных галек и валунов размером до 40 см. Состав обломков сравнительно постоянный. Наряду с обломками базальных пород: диабазов, спилитов, кератоспилитов, роговиков, сланцев, мраморов, яшм в большом количестве появляются обломки андезитобазальтов, андезитов, дацитов, туфов среднего состава. Также встречаются обломки аргиллитов, полимиктовых песчаников, грубозернистых ракушечных

известняков. Таким образом, для конгломератов нижней толщи характерно присутствие двух обломочных ассоциаций: 1) базальной, офиолитокластового состава и, вероятно, эдафогенной по происхождению и 2) островодужной из материала непрерывно дифференцированных вулканических серий и осадочных пород. Обломки пород второй ассоциации, доминирующие в конгломератах, лучше окатаны и, несомненно, претерпели более значительную водную обработку, чем офиолитокластический материал, имеющий обычно субглобоватую форму. Островодужный материал поступал из более мелководных зон и не исключено, что его обломки были связаны с выносами горных рек. Вероятным источником "островодужной" кластики были юрско-неокомовые отложения Карабахской и Сомхито-Агдамской зон, распространенные сейчас к северу от Севано-Акеринского офиолитового пояса.

Отложения, разделяющие пласты конгломератов, состоят из чередования грубозернистых, иногда гравийных песчаников, песчаных алевролитов и аргиллитов. Песчаники, как правило, массивные, иногда с линзовидными обособлениями более грубого материала. Состав обломочного материала в песчаниках, как и в конгломератах, преимущественно вулканомиктовый "островодужный".

Строение нижней толщи указывает на ее образование у подножия склона на участке с расчлененным рельефом дна, на котором были вскрыты породы дислоцированного офиолитового комплекса. Сюда, возможно, по каньону, с более мелких зон выносился обломочный "островодужный" материал, к которому добавлялась эдафогенная кластика, связанная с обрушением пород меланжа прилежащих скалистых участков дна и тонкозернистых межканьонных осадков. Вероятно, уже при формировании нижней толщи механизм перемещения грубого материала был близок к движению зерновых потоков.

Олистострома Кылычлинской синклинали, как и нижняя толща, имеет не выдержанное по простираению строение. В большинстве разрезов северного крыла синклинали переход к олистостроме происходит в пачке алеврито-глинистых пород, иногда с прослоями песчаников. Среди нормально слоистых отложений содержатся включения крупных глыб песчаников, блоков переслаивания песчаников и алевролитов, линзовидных включений ракушечных известняков. Эти глыбы и блоки имеют форму будин, иногда смяты и представляют, по-видимому, сползшие фрагменты субсинхронных относительно более мелководных осадков. Кроме того, в составе пачки резко возрастает роль офиолитовой кластики, увеличивается размер обломков. Появляются глыбы до нескольких и даже до первых десятков метров в длину диабазов, спилитов, роговиков, мраморов, кальцитизированных серпентинитов и яшм. Отмечаются обломки, окруженные рубашками из более мелких обломков. Формирование переходных пачек было связано с появлением когерентных оползней и, по-видимому, было обусловлено активизацией тектонических движений в пределах серпентинитового меланжа.

В центральной части синклинали олистострома представлена олистолитовой пачкой. Ее слагают многометровые по мощности и вытянутые до сотен метров тела красноватых спилитов и зеленовато-серых диабазов. Поверхности их соприкосновения резки и вдоль контакта часто присутствуют раздавленные алевролиты, песчаники и мелкогалечные конгломераты. Видимая мощность олистолитовой пачки около 100 м.

В краевых частях северного крыла место олистолитовой пачки занимают типичные тиллоидные микститы (валунно-галечные аргиллиты) с отдельными линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. Состав тиллоидов офиолитокластовый. Они содержат многочисленные обломки до 1 м в поперечнике серпентинитов, габбро, габбро-диабазов, спилитов, бирбиритов, роговиков, яшм, известковистых гравелитов, песчаников, алевролитов. На отдельных

участках обломки той или иной породы иногда становятся доминирующими. Подобные мономиктовые участки в ряде случаев переходят по простиранию в относительно небольшие олистолиты той же, что и обломки, породы и, таким образом, являются обломочными шлейфами олистолитов.

Цемент тиллоидов состоит из более мелких обломков тех же пород, которые слагают грубую фракцию, а также из зерен плагиоклазов и пироксенов. Песчаные зерна находятся либо в конформном сочленении друг с другом, либо погружены в глинистую массу. По распределению цемента и обломков в тиллоидах в восточной части синклинали (особенно в верхней части разреза) местами намечается неясная субпараллельная слоистость. Тиллоидный облик описанных пород позволяет относить их к генетической группе, сформированной инкогерентными оползнями — пастообразными потоками.

Несколько западнее Кылычлинской синклинали, у с. Ардашеви, олистостромовый комплекс составляет незначительную часть в разрезе позднеальб-сеноманских отложений аллохтона. В основании этих отложений здесь выходит массив габбро. Разрез начинается со слоя подводно-элювиальной брекчии габбрового состава мощностью до нескольких метров. Выше, снизу вверх, выделяются: 1) зеленоватые и красноватые окремненные аргиллиты с отдельными мелкими линзами колювиальных эдафогенных брекчий из обломков габбро, серпентинитов, яшм, заключенных в глинистый цемент (мощность около 20 м); 2) брекчия из обломков габбро среди красного глинисто-кремнистого цемента (мощностью 15 м); 3) зеленый аргиллит с линзовидными телами и более мелкими обломками яшм, спилитов, песчаников, красноватых известняков, содержащих обломки серпентинитов и базальтов (мощность 6 м). Как показали исследования А.Л. Книппера и Г.С. Закариадзе, выше лежат дифференцированные базальтоиды толеитовой и щелочной серий с телами радиоляритов и известняков. Эти эффузивы по петрохимическим особенностям близки к вулканическим комплексам примитивных дуг. В этой части разреза отмечаются лишь отдельные горизонты аргиллитов с прослоями конгломератов, брекчий и тиллоидов существенно офиолитокластового состава. Предполагают, что данный участок в начале позднего мела представлял собой склон активной вулканической гряды, где доминировали вулканические процессы.

Для понимания условий формирования верхнемеловой олистостромы Малого Кавказа большую информацию дает Вединский участок. Здесь олистострома, как и перекрывающий ее офиолитовый покров, занимает положение между нижне- и верхнеконьякскими субплатформенными отложениями. Переход к олистостроме от нижнеконьякской толщи чередования известковистых аргиллитов и песчаников, песчаных известняков и мергелей выражен в появлении в верхах толщи сначала мелких и редких, а затем более частых и крупных обломков кремнистых пород, базальтоидов, диабазов, габбро и сеноман-туронских известняков. Олистостромовый комплекс испытывает резкие изменения на коротких расстояниях, а его общая мощность варьирует от 50 до 400 м. Для него характерно чередование пачек разной мощности из различных типов обвальнопольневых отложений с хаотическим напластованием и более стратифицированных известково-терригенных отложений, сходных с непосредственно подстилающими нижнеконьякскими отложениями и содержащих рассеянные обломки офиолитов и сеноман-туронских известняков.

Наиболее часто обвальнопольневые отложения представлены массивными полимиктовыми брекчиями и конгломерато-брекчиями, главным образом из обломков основных эффузивов, кремней, яшм, габбро, реже серпентинитов, пелитоморфных известняков. Цемент брекчий глинисто-песчаный полимиктового состава. Обычно брекчии массивные, но местами в них заметны оползневые деформации. Среди полимиктовых брекчий иногда намечаются прослои мономиктовых. Реже встречаются тиллоиды. Преобладают в тиллоидах обломки

до нескольких метров пород эффузивно-яшмовой серии. Значительную часть олистостромового комплекса составляют олистолиты протяженностью до первых сотен метров при толщине в 30—40 м, но чаще более мелкие, слагающие отдельные пакки. Иногда между олистолитами сохраняются фрагменты вмещающих отложений: аргиллитов, песчаников, гравелитов. Чаще олистолиты тесно соприкасаются друг с другом или погружены в массу конгломерато-брекчий. Доминируют олистолиты разнообразных кремнистых пород и основных эффузивов. Реже встречаются известняки. Отдельные горизонты содержат крупные глыбы и блоки сползших субсинхронных мелководных осадков. Это песчаные известняки, конгломераты, мергели, обычно смятые в складки.

В работах А.Л. Книппера и С.Д. Соколова приведено много данных о связи образования олистостромового комплекса Малого Кавказа и покровов. Хотя органические остатки в описанных отложениях собраны во многих местах, многие детали стратиграфии при сложной структуре строения офиолитового пояса остаются неясными. Поэтому пока последовательность становления покровной структуры Малого Кавказа и формирования олистостромы вырисовывается лишь в общих чертах.

В начале альба на Малокавказском участке Тетиса существовал троговый бассейн, на дне которого был выведен комплекс пород юрско-неокомовой океанической коры. На них местами сформировались офиолитокластовые брекчии. Основное питание трога обломочным материалом в это время (нижняя терригенная толща) шло за счет юрско-неокомых островодужных комплексов, вскрытых за бортом трога. Снос грубого материала в относительно глубоководные участки, вероятно, осуществлялся по подводным каналам. Эдафогенная офиолитокластовая примесь локализовалась вблизи выходов офиолитов. В конце альба—начале сеномана сближение Африкано-Аравийской и Европейской платформ привело к выведению на поверхность склонов новых порций серпентинитового меланжа. Этот материал легко разрушался и шел на формирование олистостромы современного аллохтона. Лишь изредка офиолитокласты в составе отдельных пастобразных потоков достигали более удаленных от источника участков раннесеноманского бассейна. В целом в то время на большинстве участков бассейна еще доминировала терригенная седиментация.

В позднем сеномане—туроне дальнейшее сжатие привело к надвиганию южных участков трога в виде блока серпентинитового меланжа с перекрывающими его альбскими и раннесеноманскими отложениями на отложения северных участков трога. По мере образования офиолитового покрова происходило и формирование в его фронтальной части офиолитокластовой олистостромы автохтона. По-видимому, полоса накопления олистостромы была не более первых десятков километров и перемещалась по мере наползания на них аллохтонных пластин. Этот период в аллохтонном блоке сопровождался излиянием базальтоидов, характерных для начала формирования примитивных островных дуг. В раннем сеномане на территории офиолитового пояса возникла гряда, в пределах которой на отдельных участках офиолиты выходили над уровнем моря. На границе раннего и позднего коньяка часть офиолитового материала из этой зоны была одноактно перемещена на прилегающие участки северного борта Африкано-Аравийской платформы (Вединский район).

Из приведенного выше описания разрезов видно, что олистостромовый комплекс офиолитового пояса Малого Кавказа сложен разнообразными грубообломочными отложениями, отличающимися размером обломков, их формой и составом, количественным соотношением с цементом и некоторыми другими текстурными особенностями. Выделяются четыре основные группы оползневых отложений: 1) "замусоренные" аргиллиты (глинисто-галечные микститы); 2) тиллитовидные валунно-галечные аргиллиты (глинисто-валунные микститы); 3) разнообразные брекчии и конгломерато-брекчии; 4) олистолиты.

Отложения первых двух групп близки по внешнему виду и, по-видимому, генезису, и граница между ними весьма условна. В обоих имеется базальная глинистая или песчано-глинистая масса (матрикс) и взвешенная в ней обломочная составляющая. Количество последней в "замусоренных" аргиллитах не превышает 20% общего объема породы, тогда как в глинисто-валунных микститах обломки часто составляют более 50% объема. Размер обломков в микститах первой группы обычно не превышает первые десятки сантиметров, преобладают обломки в несколько сантиметров. Микститы второй группы часто содержат более крупные обломки (до первых метров).

Для обеих групп микститов наиболее характерны массивные неслоистые текстуры и обе являются разновидностями тиллоидов. Оползневые деформации если встречаются, то не в основной массе микститов, а в заключенных в них глыбах осадочных пород. Обломки в тиллоидах обычно слегка окатанные, нередко уплощенные. В тех случаях, когда в тиллоидах много уплощенных обломков, благодаря их тенденции ориентироваться субпараллельно напластованию, намечается своеобразная субгоризонтальная слоистость. Наиболее часто она встречается в микститах первой группы. Иногда слоистость в ориентировке обломков усиливается в связи с появлением в матриксе обтекающей обломки сланцеватости. Состав обломков обычно полимиктовый. Мощность горизонтов тиллоидов от первых до нескольких десятков метров. Формирование тиллоидов происходило вследствие сползания осадочного обломочного материала, накопленного выше по склону, с полным смешением этого материала в процессе оползания (инкогерентные оползни). Движение этой массы происходило в виде пастообразных (грязевых) потоков. Вероятно, вязкость и плотность потоков находились в зависимости от глинистости и обводненности и, скорее всего, изменялись в процессе движения, что отражалось на облике тиллоидов. По-видимому, менее вязкие и более подвижные потоки сформировали тиллоиды первой группы, тогда как более вязкие потоки (и вследствие этого грузоемкие) отложили тиллоиды второго типа.

Группа брекчий и конгломерато-брекчий в составе олистостромового комплекса Малого Кавказа занимает ведущее место. Разделение этих разновидностей основано только на степени окатанности обломочного материала, и переход между ними постепенный. Для брекчий характерны обломки субглобовой формы, тогда как в конгломерато-брекчиях обломки более или менее окатанные. На поверхности многих блоков заметны вмятины и царапины. Цемент брекчий редко чисто глинистый, обычно он с большой примесью песчано-гравийного материала. Часто цемент целиком грубозернистый. Встречаются бесцементные брекчии с конформным сочленением обломков. Состав обломочного материала в цементе обычно тот же, что и в крупных обломках. От тиллоидов эта группа отличается формой обломков, более низким общим содержанием цемента при очень неравномерном его распределении и большей грубозернистости.

Встречаются полимиктовые и мономиктовые разновидности. Среди последних доминируют брекчии габброидного и диабазового составов, а также серпентинитовые конгломерато-брекчии. Часто наблюдаются переходы мономиктовых брекчий в олистолиты. Среди полимиктовых брекчий встречаются разновидности, целиком сложенные офиолитокластами и содержащие примесь "островодужного" материала. В полимиктовых брекчиях из основания олистостромового комплекса (в переходной пачке) часто содержатся обломки отторженцев непосредственно подстилающих отложений. Брекчии и конгломерато-брекчии имеют мощность от первых до сотен метров. Чаще всего это линзы и более мощные скопления, резко выклинивающиеся по простиранию. Как правило, мощные брекчии имеют полимиктовый состав и очень сложное неоднородное внутреннее строение.

Формирование этой группы отложений, как и тилоидов, было связано с оползнями, но происходило существенно иным путем. Обломочный материал брекчий, обычно мономиктовых, был связан с дроблением крупных блоков (олистолитов) компетентных пород во время их движения по склону. Таким образом, они — производные крупных когерентных оползней. При движении крупных олистолитов формирование брекчий шло не только за счет разрушения пород данного блока, но и в результате "выпахивания" подстилающих отложений. Эти сгруженные перед фронтальной частью олистолитов массы обломочного материала периодически обрушивались и перемешивались. Многоактное образование таких брекчий обусловило часто наблюдаемую очень сложную внутреннюю структуру.

С группой оползневых брекчий и конгломерато-брекчий тесно связаны олистолиты, которые местами сконцентрированы в разрезе, образуя "олистолитовую" фацию олистостромового комплекса [Соколов, 1977]. Олистолиты бывают сложены всеми породами офиолитовой ассоциации, а также некоторыми другими породами, встречаемыми в меланже Севано-Акеринской зоны (метаморфическими сланцами, мраморами и др.). Многие олистолиты сложены породами, претерпевшими более ранние тектонические деформации. Часто олистолиты с боков и в основании окаймлены брекчиями того же состава, что и олистолит. Переход от них к разбитой трещинами периферической части олистолитов очень постепенный. В основании крупных олистолитов обломки часто приобретают округлую форму. Однако своя обломочная брекчия наблюдается в основании далеко не всех олистолитов. С.Д. Соколов объясняет это разной скоростью сползания олистолитов. Чем значительнее была кинетическая энергия движущихся блоков, тем глубже они могли врезаться в подстилающий ил. При малой скорости движения олистолиты напозлали на свой же обломочный материал, не врезаясь в него. Вероятно, на формирование базальных брекчий оказывал влияние и характер подстилающего субстрата.

В виде когерентных оползней в олистоstromу попадали отторженцы из подстилающих отложений и эндоолистолиты из субсинхронных осадков, несущие следы оползневых смятий. Некоторые эндоолистолиты представляли собой вторично перемещенные, ранее образованные оползневые брекчии.

Примером среднепалеогеновых олистоstrom северного борта Альпийского пояса является дикий флиш в составе верхнеэоцен-нижеолигоценых отложений южного склона Большого Кавказа. Эти отложения расположены в относительно узкой полосе на протяжении более 200 км к востоку от р. Риони. Наиболее детально они изучены в междуречье Арагви и Ксани [Леонов, 1975]. Здесь ими выполнены две разделенные антиклиналью синклинали (южная и северная), запрокинутые к югу в сторону Грузинской глыбы. Южная синклиналь — основная зона распространения дикого флиша имеет чешуйчатую структуру. С юга на север выделяются пять чешуй, надвинутых одна на другую в южном направлении: Ксанская, Южная, Юрская, Аркалинская и Северная.

Намечаются три типа верхнеэоцен-нижеолигоценых отложений, сменяющих друг друга в северном направлении, по мере удаления от Грузинской глыбы. Южный вскрыт в Ксанской чешуе, средний в Южной Аркалинской и Северной чешуях, а северный в Северной синклинали (Садзегурской). Первый тип характеризует шельфовое осадконакопление в пределах северного края Грузинской глыбы. Здесь были отложены маломощные, относительно мелководные грубослоистые и грубозернистые слабокарбонатные кварцполевошпатовые песчаники. Они трансгрессивно перекрывают отложения от байоса до верхнего мела и имеют в основании базальные конгломераты. Средний тип отложений, выделяемый как дикий флиш, накопился за пределами шельфа Грузинской глыбы, на южном борту флишевого трога. В самом трогое накапливался собственно флиш, составляющий третий тип отложений. В полосе дикого флиша

стратиграфическое несогласие в основании верхнего эоцена не заходит глубже мела, а к северу оно практически отсутствует. Верхнеэоценовые отложения второго и особенно третьего типа являются составной частью единого мел-палеогенового флишевого комплекса. Таким образом, дикий флиш сформировался на стыке структур, отличавшихся историей развития, — Грузинской глыбы и флишевого прогиба южного склона Большого Кавказа.

Характерные для дикого флиша грубообломочные накопления составляют около 30% его мощности. Отдельными пластами и пачками они расположены среди нормального флишевого чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда мергелей. Кроме того, составляющими "дикого флиша" являются крупные пластины юрских отложений, наиболее крупной из которых является Юрская чешуя.

Переход от дикого флиша к разновозрастным отложениям Грузинской глыбы выражен в постепенном уменьшении к югу относительной роли в разрезе типичных для флиша темно-серых полимиктовых песчаников с градационной слоистостью и появлении более грубозернистых косо- и волнисто-слоистых песчаников, обогащенных кварцполевошпатовым материалом и глауконитом. Из грубообломочных пород в южных разрезах возрастает относительная роль конгломератов, имеющих нормальное осадочное происхождение, тогда как обвальное-оползневые типы постепенно исчезают. Наиболее отчетливо такие изменения прослеживаются в нижнеолигоценовой части разрезов. В зоне дистального (северного) выклинивания дикого флиша, которой является Садзегурская синклиналь, резко падает среди нормального флиша относительная роль грубообломочных отложений, уменьшается их мощность и размер обломков.

Обвальное-оползневые образования в составе дикого флиша сложены обломками различных пород, распространенных в пределах Грузинской глыбы. Намечается изменение состава обломков по разрезу. В нижних горизонтах Северной чешуи, т.е. в низах общего разреза, доминируют обломки верхнеюрских известняков. Выше они присутствуют вместе с обломками других пород. Фрагменты среднеюрских андезито-базальтовых порфиритов, туфов и туффицитов распространены по всему разрезу, но наиболее крупные их пластины наблюдаются в верхней половине разреза, вскрытой в Южной чешуе. Обломки нижнеюрских песчаников и сланцев наиболее характерны для средней части разреза (Аркалинская чешуя). В верхней части разреза (Южная чешуя) в большом количестве появляются обломки гранитов, кварцевых порфиров, розовых аплитов и трахитов их домезозойского фундамента Дзерульского массива. Таким образом, намечается тенденция обогащения вверх по разрезу грубых обломков материалом из все более древних комплексов, известных в северной части Грузинской глыбы. И лишь в самых верхах разреза отмечаются обломки мел-палеогенового флиша. Это свидетельствует о начавшемся в раннем олигоцене разрушении расположенного к северу от Грузинской глыбы участка флишевого трога.

В составе дикого флиша распространены различные генетические типы грубообломочных отложений. Преобладают по всему разрезу разнообразные брекчии и конгломерато-брекчии. Они образуют среди пород флишевого чередования линзы, небольшие прослои и отдельные горизонты, прослеженные на десятки километров. Мощность последних меняется по простиранию, достигая иногда в местах раздува более 150 м. Контакты грубообломочных пород с вмещающими отложениями везде резкие. Иногда наблюдается выпихивание брекчиями подстилающих осадков и частичное захватывание их материала. Среди брекчий доминируют мощные несортированные мономиктовые глыбовые разности с обломками от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. В брекчиях из обломков верхнеюрских известняков размер глыб достигает нескольких десятков метров. Обычно крупные глыбы в краевых частях сильно раздроблены. Преобладают мономиктовые брекчии, сложенные или верхнеюрски-

ми известняками или нижнеюрскими песчаниками и сланцами; реже они состоят целиком из обломков среднеюрских вулканитов. Обычно эти брекчии бесцементные, обломки касаются друг друга, а промежутки между ними заполнены более мелкими обломками тех же пород. Издали такие брекчии часто, выглядят как монолитные массивы. На поверхности многих обломков встречаются зеркала скольжения.

Во многих горизонтах прослежена тесная связь брекчий с крупными пластинами (олистоплаками) соответствующих юрских пород. Часто они подстилают и замещают последние латерально. Переход к пластинам обычно постепенный, через зону раздробленных пород основания пластины и краевой ее части. Такие брекчии рассматриваются как материал обрушения уступов во фронтальной части крупных оползневых блоков (подводный колювий). На этих уступах предполагаются выходы на поверхность дна горизонтов тектонических брекчий, связанных с внутренними поверхностями срывов в пластинах. Кроме фронтального обрушения, формирование брекчий шло в результате дробления подошвы оползневых пластин.

Тиллоиды также встречаются среди дикого флиша. Обычно они полимиктовые с преобладанием среди обломков верхнеюрских известняков и байосских эффузивов. Цемент в них базальный, песчано-глинистый из того же материала, которым сложены флишевые ритмы. Эти тиллоиды представляют отложения инкогерентных оползней и пастообразных потоков.

В составе дикого флиша присутствуют отдельные крупные оползневые пластины юрских пород. Пластина нижнеюрских терригенных отложений расположена в пределах Аркалинской чешуи, а близкая по размерам пластина байосских эффузивов — в пределах Южной. Длина их достигает нескольких километров при толщине в 25—150 м. Грандиозной оползневой пластиной представляется Юрская чешуя, соотношение которой с вмещающими верхнеэоценовыми отложениями имеет тот же характер, что и у предыдущих пластин. Эта чешуя представляет собой гравитационный покров, прослеживающийся на протяжении более 25 км. Ее толщина местами достигает 500—700 м. Она сложена терригенными отложениями верхнего лейаса и перекрывающими вулканитами байоса. Помимо подобных пластин в разрезе проксимальной зоны дикого флиша встречаются изолированные блоки меньшего размера (до первых десятков метров в поперечнике). Внутри пластин и блоков породы часто катаклазированы, а иногда брекчированы. Указанные пластины и блоки, которые можно относить к олистоплакам и олистолитам, перемещались по склону как когерентные деляписивные оползневые тела.

В составе дикого флиша отмечаются типичные детрузивные оползневые образования: горизонты флиша, в которых первичная стратификация нарушена оползневыми складками.

Кроме различных типов обвално-оползневых образований, в составе дикого флиша среди грубообломочных отложений выделяются разности иного происхождения. К ним относятся многие микробрекчии. Последние образуют отдельные самостоятельные маломощные пласты, но чаще встречаются как базальные члены флишевых ритмов. Состав их тот же, что и у грубообломочных брекчий; это указывает на единый источник материала, но перенос его осуществлялся мутьевыми потоками.

Возникновение дикого флиша совпало с начавшимся в позднем эоцене надвиганием Грузинской глыбы на примыкавший флишевый прогиб. Предполагается, что с этими движениями было связано возникновение вдоль северного борта глыбы (во фронтальной части надвига) серии асимметричных куэстообразных поднятий, круто обрывававшихся в сторону флишевого прогиба. Эти поднятия в виде подводных кордильер с отдельными островами протягивались вдоль границ обеих структур. Тектонически раздробленный материал, вскрытый во фронтальной части уступов, являющихся козырьковой частью надвига, в виде грубых обломков и целых пластин периодически срывался и в том или ином виде сползал, дополнительно

дробясь, по южному склону флишевого трога. Дальнейшее тектоническое сжатие отложений флишевого бассейна вызвало их смятие и общее заваливание на Грузинскую глыбу.

Между олистостромами офиолитового пояса Малого Кавказа и флишевого пояса Большого Кавказа много общего, хотя имеются и существенные различия. В обеих зонах встречены сходные генетические типы обвально-оползневых накоплений, хотя относительная роль близких типов различна. Несомненно, что оба комплекса связаны с крупными тектоническими перестройками. В первом случае это было закрытие субокеанического прогиба по мере сближения Африкано-Аравийской и Европейской платформ. Во втором случае олистостромы фиксируют закрытие флишевого прогиба при сближении относительно консолидированного субплатформенного блока Грузинской глыбы и южного борта Русской платформы, т.е. в обоих случаях появление олистостром было связано со сжатием.

Кроме разницы в составе обломочного материала, главные различия заключаются в следующем. Во-первых, олистострома офиолитового пояса в большинстве разрезов (несмотря на то, что ее возраст варьирует) представляет более или менее единый горизонт, сложенный разными генетическими типами обломочно-оползневых отложений. В зоне дикого флиша грубообломочные обвально-оползневые отложения многократно чередуются в разрезе с нормально осадочными отложениями (турбидитами). Во-вторых, несмотря на существование нескольких крупных пластин в составе дикого флиша, "олистолитовая фация" для него менее характерна, чем для олистостром офиолитового пояса. В-третьих, образование олистостром в офиолитовом поясе отражало становление крупных видимых покровов. Существование там аллохтонного и автохтонного блоков не вызывает сомнений. В структуре же южного склона Большого Кавказа настоящая покровная структура не выражена.

В пределах Уральской геосинклинали наиболее крупная верхнефранко-нижнефранкенская олистострома описана в восточной части Магнитогорского синклинария под названием Бягодинской олистостромы [Хворова, Ильинская, 1981]. Она распространена на протяжении первых сотен километров, залегает в основании аллохтонного комплекса и перекрыта существенно вулканомиктовой флишеидной кодинской свитой. Аллохтонный комплекс располагается на отложениях автохтона, различных по возрасту (от живета до фамена) и составу. Граница олистостромы с отложениями автохтона резкая и неровная. Глыбы из олистостромы бывают вдавлены в подстилающие толщи, но в самой олистостроме материал из автохтона отсутствует. В составе олистостромы имеются обломки с франскими и живетскими органическими остатками, что позволяет считать возраст олистостромы позднефранским—раннефранкенским.

Основную часть олистостромы составляет глыбовый микстит. Его вмещающая масса состоит из несортированного, смешанного в разных соотношениях полимиктового песчано-гравийно-галечного материала с подчиненным количеством валунов. Преобладают обломки различных базальтоидов, а также продукты их дезинтеграции. Иногда обильна примесь кислых вулканических пород. Всегда присутствуют силициты и известняки. Форма обломков, как правило, средне- и хорошо окатанная. Некоторые обломки сохранили первичную комковатую форму вулканических бомб и лапиллей. Угловатая и оскольчатая форма встречаются значительно реже.

Среди микстита беспорядочно и неравномерно распределены глыбы и более крупные отторженцы тех же пород, что слагают и более мелкие обломки. Это фрагменты базальтоидных порфиритов, кварцевых альбитофиров, туфов, туффитов, прениitizedированных туфосилицитов, фтанитоидов; массивных биогермных, иногда мраморизованных известняков. Реже встречаются диабазы, яшмы, яшмокварциты, обломки лавовых подушек. Размер глыб варьирует от нескольких до нескольких десятков, реже — первых сотен метров. Форма глыб изометричная, а у более

крупных — пластовая. Крупные пластины достигают мощности 100—150 м при протяженности в несколько километров. Наиболее крупные глыбы и отторженцы сосредоточены в нижней части олистостромы. Слагающий их материал бывает смят и брекчирован. Нередко глыбы, даже крупные, расположены под крутым углом друг к другу и к общему напластованию отложений, что объясняется постседиментационной тектонизацией олистостромового комплекса при окончательном формировании надвига. О наложенной тектонизации свидетельствуют и микроструктуры. Так, зерна минералов в цементе микстита часто катаклазированы, превращены в агрегат мелких осколков, слегка смещенных относительно друг друга. Состав глыб между разными участками олистостромы обычно варьирует. Соответственно меняется и состав более мелких обломков, поскольку многие обломки сконцентрированы по краям крупных глыб и, несомненно, являются продуктами их разрушения.

Мощность глыбового микстита в основании аллохтонного комплекса изменяется от 20 до 200 м. Максимальна она на севере площади распространения олистостромы, где возрастает и зернистость обломочного материала.

В зоне дистального выклинивания олистостромы наблюдается расклинивание глыбового микстита слоистыми отложениями: тонкозернистыми туффитами и песчано-алевролитовыми слоями. Эти отложения являются реликтами тех осадков, которые отлагались на участке раннефаменского бассейна, куда сползал грубообломочный материал.

Важно для понимания рассматриваемой олистостромы ее соотношение с колтубанской свитой. Последняя характеризуется большой фациальной изменчивостью и сложена в разных сочетаниях и количествах базальтоидными лавами с редкими прослоями яшм, грубыми основными туфами, а также ритмично стратифицированными пачками из хорошо сортированных вулканомиктовых конгломератов, песчаников и туфопелитов. Эффузивные породы, а также секущие их дайки часто брекчированы. Мощность толщ непостоянна (в пределах 300—1000 м). Указанная толща являлась поставщиком основной массы грубого вулканомиктового материала микститов. В отдельных местах видно, что "вулканиды" этой толщ лежат выше микстита, а местами перекрыты аналогичными образованиями. Считается, что все это свидетельствует в пользу того, что эффузивно-туфовая толща является крупным отторженцем в составе олистостромы. В то же время эффузивно-туфовая толща по составу связана постепенными переходами с перекрывающими отложениями кодинской свиты, которая местами перекрывает непосредственно микститы. Таким образом, вулканизм был почти субсинхронным формированию микститов.

Хотя Биягодинская олистострома располагается в основании покрова, непосредственно с ним она не связана, так как время формирования покрова постдевонское. Образование олистостромы связывают с разрушением существовавшего по крайней мере с начала живецкого времени поднятия, в пределах которого в среднем девоне располагались рифы и карбонатные отмели, а в позднем девоне — вулканические постройки. Считается, что образование микстита происходило в результате разрушения слоистой мелководной толщ, накопившейся на склонах этого поднятия. Эта толща была сложена чередованием песчаников и алевролитов с горизонтами как более грубозернистых осадков, сложенных сортированным и окатанным материалом, так и тонкозернистых туффитов и силицитов. При разрушении этой толщ нелигитифицированные терригенные осадки полностью дезинтегрировались в составе матрикса олистостромы до отдельных обломков и зерен, а более плотные туффитовые и кремнистые породы сохранялись в виде смятых в складки или брекчированных крупных глыб.

Формирование крупных отторженцев происходило в результате тектонического дробления и расчлуживания слагающих поднятие осадочных и вулканических комплексов под действием горизонтального стресса. Разгрузка напряжений, по-видимому, происходила на западно-юго-западном борту поднятия, где крупные

пластины обламывались под действием веса и дальше сползали в виде олистоплаков вниз по склону, сминая и разрушая накопленные здесь осадки. Одновременно они сами дополнительно дробились, поставляя неокатанную кластику в состав формирующего микстита. Таким образом, Биягодинская олистострома сложена двумя генетическими типами отложений. С одной стороны, это отложения инкогерентных оползней, которые из-за малого накопления глинистого вещества в мелководной зоне не превращались в настоящие пастообразные потоки, с другой — это сами отторженцы, передвигавшиеся в виде деляпсивных оползней.

Фаменское время было на Урале периодом крупных тектонических движений, вызвавших существенную перестройку структурно-фациального плана. В это время на обширных площадях начали накапливаться мощные граувакковые отложения зилаирской свиты, в которых появляется большое количество обломков пород метаморфического комплекса. Образование рассмотренной олистостромы связано с началом этих перестроек и, вероятно, представляло конседиментационный этап формирования одного из крупных разломов, окончательно сформировавшегося в виде покровной структуры в более позднее время.

Приведенные примеры подтверждают широко распространенное сейчас мнение, что олистострома — это большая группа специфических отложений. Различные формы проявления тектонических напряжений при образовании олистостром составляют одну из характерных их черт. Большинство олистостром, в том числе и рассмотренные выше, являются тектоно-гравитационными отложениями. Приуроченность олистостром к средним и даже поздним этапам развития геосинклиналей объясняется их генетической связью с тектоническими движениями, обусловленными сжатиями структур.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Протяженные пояса обвальнo-оползневых отложений прослеживаются в океанах и геосинклиналях. Они трассируют сходные ландшафтные зоны — склоны поднятий. В современных океанах и геосинклинальных поясах они сложены близкими генетическими типами отложений. В обоих случаях часто наблюдается ассоциация обвальнo-оползневых отложений с отложениями турбидной седиментации. Однако пока не хватает фактических данных для того, чтобы океанические комплексы этих отложений считать полным аналогом геосинклинальных олистостром. В океанах при формировании оползневых комплексов и дебритов, по-видимому, доминирует переработка и перемещение ранее отложенных на склонах осадков. Во всех олистостромах переотложенные оползнями субсинхронные осадки находятся в подчиненном количестве, а доминируют обломки тех или иных более древних (иногда не намного) пород, в том числе возникших в процессе оползания.

В геосинклиналях олистостромы появляются в зонах, где четко проявлены структуры субсинхронного сжатия. В океанах сочетание обвальнo-оползневых отложений со структурами сжатия предположительно лишь в некоторых островодужных системах. Но мощные обвальнo-оползневые комплексы характеризуют и пассивные окраины, где такие связи не намечаются. Подобные отложения среди геосинклинальных комплексов не обнаружены. Возможно, что в какой-то мере к ним приближаются некоторые грубообломочные горизонты среди формаций начальных этапов развития геосинклиналей. Таковы, например, тиллоиды Байконурского синклинория Центрального Казахстана, связанные со спаргамитовой формацией [Хераскова, 1979]. Эти тиллоиды относятся к отложениям пастообразных потоков, хотя допускается ледниковое происхождение части обломочного материала.

КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ

Карбонатообразование привлекает к себе внимание не только потому, что это один из главных гидрогенных седиментационных процессов, но и потому, что к нему все чаще стали обращаться в связи с проблемой батиметрии геосинклинальных бассейнов. Известно, что в океанах существует батиметрический контроль распространения карбонатных осадков, определяемый уровнем карбонатной компенсации (ССД) или критической глубиной карбонатоаккумуляции (КГ). Критическая глубина испытывает пространственные изменения, а для кайнозоя установлены и существенные временные ее флуктуации, обусловленные прежде всего климатическими колебаниями. В целом она — "явление не статическое, а динамическое" [Лисицын, 1978]. Поэтому нельзя использовать цифровые данные о глубине карбонатной компенсации в современных океанах для геосинклинальных бассейнов прошлого. Это усугубляется и тем, что карбонатоаккумуляция испытывает эволюцию в геологической истории. Однако многие выявленные в океанах закономерности формирования карбонатных осадков имеют общее значение и их необходимо учитывать при изучении древних бассейнов.

ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

Океаническим карбонатным осадкам и процессам их формирования посвящена обширная литература, в том числе крупные обобщающие сводные работы [Лисицын, 1978]; большая информация получена в результате глубоководного бурения.

Карбонатные осадки океанов преимущественно биогенные и почти целиком известковые (кальцит, в меньшем количестве арагонит и низкомагнезиальный кальцит); доломит имеет незначительное и локальное распространение. Можно выделить три основные группы карбонатных отложений: мелководную, склоновую и пелагическую.

Мелководные отложения. Они представлены очень разнообразно, и, хотя здесь преобладают органогенные известняки, но присутствуют и хемогенные карбонаты (арагонитовый микрит, оолиты). Такие отложения хорошо изучены вдоль континентальной окраины Северной Атлантики, где приурочены к блоковым поднятиям, определяемым обычно как "карбонатные платформы". Они образуют прерывистый пояс от Багам до Большой Банки. Багамы до позднего мела были частью единой крупной мелководной зоны, охватывающей Флориду и Северную Кубу [Schlager, 1980]. В результате тектонических и эрозионных процессов эта зона превратилась в ряд отдельных поднятий, разделенных глубокими депрессиями. Поднятия (платформы, банки) имеют различные размеры, достигающие иногда 400 км в длину, крутые склоны (15—45°), местами осложненные высокими уступами, и плоские неровные вершины с отмелями, островами и небольшими впадинами (рис. 17). Банки являются местом обитания разнообразных морских беспозвоночных и водорослей, что определяет многообразие формирующихся здесь органогенных осадков. Характерно присутствие небольших биогермов (мшанковых, губковых) и рифов (коралловых, водорослевых), приуроченных к океанской стороне островов либо к неширокому (1—10 км) поясу по периферии банок. Здесь же образуются скелетные пески (окатанный органогенный детрит). Во внутренней части банок, в затишных участках, отлагаются карбонатные илы и копрогенные осадки. Временами в связи с обмелением большое развитие получает оолитообразование и возникают отмели из "золотых оолитовых песков" [Schlager, 1980].

Мощность таких мелководных известняков большая. Так, на Гондурасской континентальной окраине одна из скважин, заданная на рифе, прошла карбонатную третичную толщу в 1030 м, а другая, расположенная на острове, — в 560 м [Dillon, Vedder, 1973]. Встречены мелководные карбонатные образования и среди более древних отложений. Так, у края плато Блейк были вскрыты верхнеюрские [Enos,

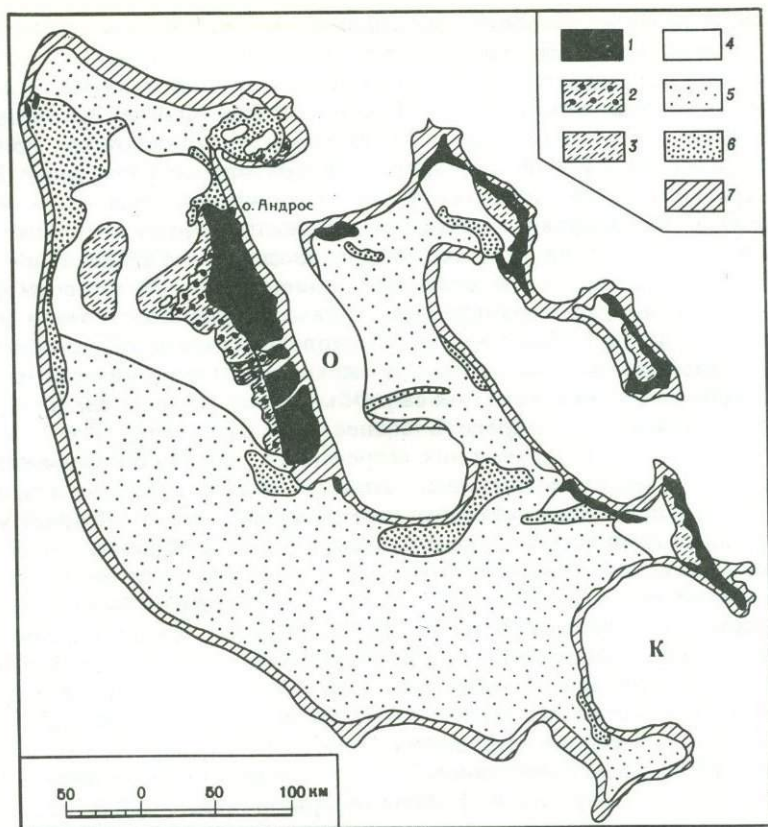


Рис. 17. Поверхностные осадки Большой Багамской банки [Schlager, Ginsburg, 1981]

0 — трог — "Океанский язык", К — котловина "Колумбус". 1 — острова; 2 — известковые илы (приливная низина); 3 — илы с пеллоидами; 4 — пеллоидные илы; 5 — пеллоидные пески; 6 — оолитовые пески; 7 — скелетно-рифовые пески

Freeman, 1978] рифогенные породы со строматолитами, сифонниковыми водорослями, богатым комплексом остатков морских беспозвоночных и горизонтами оолитов.

Рассмотренные отложения относятся к континентальной окраине, но сходные осадки довольно широко распространены и в открытой части океана. Они встречаются местами в разрезах его осадочного чехла (чаще внизу) и характерны для многих внутренних поднятий. Здесь большое значение имеют рифы и сопутствующие скелетные обломочные накопления.

Примером современных и голоценовых рифогенных фаций могут служить отложения Бермудской платформы [Ginsburg, Schroeder, 1973]. Вдоль прибойного (главным образом, приостровного) ее края проходит рифовая полоса, состоящая из кубковидных построек высотой 8—12 м, достигающих 10—30 м в поперечнике. Основными рифостроителями являются кораллиновые водоросли, меньшее значение имеют кораллы. К рифам приурочены многочисленные сверлильщики — гастроподы, бивальвии, губки. Постройки пористы и кавернозные, каверны заполнены скелетным детритом, раковинками планктонных фораминифер и пелитоморфным карбонатом (магнезиальный кальцит, арагонит). Отложения быстро литифицируются, и на расстоянии 0,5 м ниже "живого слоя" постройки порода твердая, "как мрамор". В депрессиях между "рифовыми кубками" дно покрыто скелетным песком. Во внутренней части платформы преобладают раковинные

накопления с кораллами. На Бермудах сохранились и плейстоценовые отложения. Они представлены "эоловыми известняками" (eolianite).

Особенно широко распространены комплексы рифогенных отложений в центральной и юго-западной частях Тихого океана. Они приурочены здесь к многочисленным подводным горам и гайотам, составляющим протяженные архипелаги, такие, как Гавайский, Лайн, Императорские горы и др. Благодаря бурению и драгировкам, отложения эти сейчас хорошо изучены.

В пределах Императорского архипелага было пробурено несколько скважин. Некоторыми вскрыты базальты основания, сходные с Гавайскими (гавайиты, щелочные базальты); только в скважине, прошедшей 385 м по изверженным породам, ниже щелочных базальтов встречены толеитовые. Хотя каждая гора пережила свою историю, в общих чертах они сходны. Всюду над базальтами развиты мелководные карбонатные органогенные пески; некоторые интервалы содержат обильные водорослевые желваки (1—6 см). Обычно осадки несут следы образования в гидродинамически активной среде. В нижней части разреза такие осадки содержат примесь вулканокластики, и среди них встречаются прослой базальтовых туфов, а очень редко — и лавовые покровы. Иногда в основании осадочной толщи присутствуют скопления базальтовой и известняковой гальки. Возраст мелководных осадков на разных горах несколько различен, но в общем это палеогеновые образования. С начала миоцена седиментация приобрела пелагический характер.

На одном из атоллов Гавайского архипелага — Мидвее — были пробурены две скважины [Ladd et al., 1970]. Обе они дошли до базальтов, вскрыв осадочную толщу (144, 373 м), охватывающую интервал до миоцена (включительно). В основании ее залегают базальтовые конгломераты и пестрые "вулканогенные глины", над которыми прослеживается небольшая пачка мергелей и известняков с примесью вулканокластики, а в одной из скважин встречены и глинистые лигниты. Выше развита толща (127, 275 м) известняков. Это коралловые и кораллиновые постройки и скелетные пески, содержащие фораминиферы и известковые водоросли. На некоторых интервалах породы доломитизированы; многие известняки перекристаллизованы и кавернозны.

В общем сходные известняки встречены и на других гайотах и подводных вулканических горах открытого океана. Такие известняки образуют "шапки" на вершинах поднятий и развиты на террасовидных подводных склонах вулканов.

Мощность известняков разная: от первых десятков до сотен метров.

Подводные горы и гайоты развиты не только в открытом океане, но и в краевых морях. Они хорошо изучены, например, в Тасмановом море [Slater, Goodwin, 1973], где приурочены к хребту Лорд-Хау, а также образуют меридиональную цепь между ним и окраиной Австралии. Гайоты и банки поднимаются с глубин 3,5—4,5 км и вершины их лежат на глубинах от 20 до 400 м (в одном случае 900 м), а некоторые из них, относящиеся к хребту, достигают уровня моря, и вершины их образованы коралловыми и водорослевыми рифами. Горы имеют неровные плоские вершины (размером 20—40×5,5—20 км).

Карбонатные породы мелководного происхождения присутствуют не только в нормальном залегании, но являются и существенным компонентом обломочных накоплений, широко распространенных в районах подводных горных архипелагов. Накопления эти образованы гранулометрически разнообразным материалом — от песка и гравия до валунов и глыб. Состав обломков всегда определенный: это базальты, гиадокластиты и структурно разнообразные известняки, нередко с примесью вулканокластики; встречаются также куски рудных корок, гиадокластогенные и базальтовые гравелиты, конгломераты и брекчии с карбонатным и фосфатным цементом. Появление их связано с эрозионным и тектоническим разрушением базальтово-рифогенных построек.

Таким образом, мелководные карбонатные осадки (породы) разнообразны. Среди них намечаются следующие, наиболее распространенные типы известняков:

1) биогермные, преимущественно коралловые и водорослевые, они образуют как небольшие постройки, так и являются "основой" мощных накоплений (рифов); 2) ракушечные и органогенно-детритовые, состоящие из остатков различных морских беспозвоночных и водорослей; раковинный материал часто окатывался и сортировался, возникали скелетные пески и алевриты; 3) оолитовые; оолиты местами претерпевали эоловую обработку на отмелях (оолитовые золианиты); 4) микритовые и копрогенные (пеллетные). Большая часть всех этих отложений формировалась в условиях активной волновой гидродинамики, но иногда и в затишных участках внутри отмельных зон, в частности, лагунах.

На многих поднятиях внутри океанов и морей мелководные известняки, в том числе и рифовые, залегают над эффузивами, а покрываются пелагическими карбонатными осадками, отражающими погружение участка. Там, где оно происходило быстро, мелководные известняки образовали сравнительно небольшую покрывку на вулканическом сооружении, там же, где оно происходило медленно (длительно) и могло компенсироваться рифообразованием, возникали крупные атоллы.

Склоновые отложения. Склоны океанических впадин (приконтинентальные, островных и подводных поднятий) могут быть местом развития обычных пелагических и гемипелагических илов, но здесь же наблюдаются обвальнопозднезевые накопления и особенно характерны осадки гравитационных потоков.

Обвальнопозднезевые накопления, как указывалось, встречаются на склонах и у подножий подводных гор. Это обычно грубые, несортированные, часто глыбовые брекчии. Основной их компонент — известняки, хотя обычно вместе с ними в разных количествах присутствует вулканогенная кластика и обломки рудных корок.

Отложения гравитационных потоков сложены разнообразным органогенным детритом, оолитами, обломками известняков. В зависимости от соотношения этих компонентов, состава скелетных остатков и размера фрагментов возникает большое структурное разнообразие пород (осадков). Среди них различаются те же генетические типы отложений, что и среди соответствующих терригенных накоплений (дебриты, турбидиты).

К карбонатным дебритам относятся брекчии и конгломераты, состоящие из обломков известняка, заключенных в обильном микритовом (обычно нанофоссилиевом) матриксе, содержащем окатанный раковинный детрит. Такие отложения слагают мощные слои (около 10 м) и имеют однородное строение. Образующий их материал поступал на склон с отмелей. Потоки вещества имели здесь большую плотность и могли удерживать крупные обломки.

Примером карбонатных дебритов могут служить некоторые миоценовые толщи, вскрытые скв. 391 в котловине, расположенной у восточного уступа плато Блейк.

Карбонатные турбидиты в осадочном чехле океанов распространены широко. Современные турбидные осадки подробно исследовались в районе Багам: в котловине "Колумбус" и в трогe "Океанский язык" (см. рис. 17). Упомянутая котловина крупным "заливом" вдается на юге в тело Большой банки; склоны котловины неровные и крутые. Ее отложения представлены тонкозернистыми карбонатными илами с прослоями осадков песчаной размерности, по структурно-текстурным особенностям относимым к турбидитам [Vornhoid, Pilkey, 1971]. В одних прослоях главным компонентом является разнообразный раковинный детрит, пеллиты и оолиты (снос с банок), другие состоят исключительно из планктонных фораминифер и птеропод (склоновый материал). Минералогические турбидиты отличаются от пелагических осадков большим содержанием арагонита (35—65%) и высокомагнезимального кальцита (20—40%). Толщина "песчаных" прослоев от 1 см и менее до 2,5 м, среди них различаются как градированные, так и массивные разности. В единичных случаях проявлены все интервалы турбидитной модели, но чаще наблюдаются сочетания АВЕ или ВДЕ; первые располагаются ближе к источнику кластики, вторые — к центру котловины. Рассматриваемые турбидиты содержат

мало тонкого материала, что обусловлено коротким путем прохождения потока по склону (4—5 км), где он захватывает илистый осадок; для сравнения указывается, что в открытой части западного края Атлантического океана турбидные потоки могут проходить 200—400 км, прежде чем достигнут абиссальной равнины. В котловине Колумбус и на ее склонах не установлено каналов. Турбидные накопления образуют две лопасти (25—30 км), направленные к центру котловины. Рассчитано, что потоки, отлагавшие материал толщиной 10 см, возникали приблизительно один раз в 3—6 тыс. лет. Средняя скорость седиментации оценивается от 100 до более чем 2500 мм за 1000 лет и относится тем самым к категории лавинной (по А. П. Лисицыну, ее нижний предел 100 мм/1000 лет).

В трог "Океанский язык", расположенном в северной части той же банки, современные отложения на 70—80% представлены карбонатными турбидными осадками [Paulus, 1972]. В общем они сходны с рассмотренными, но в осевой части трога материал более грубый, гравийной размерности; он перемещен от края банки на 19 км. В обоих случаях турбидные осадки отлагались в депрессиях, хотя и общающихся с океаном, но находящихся в пределах "карбонатной платформы". Однако они встречаются и в глубоководных котловинах открытого океана. Так, на абиссальной равнине Силвер [Tassell, 1981], примыкающей к Блэк-Багамскому уступу, на глубине 5,5 км грунтовыми трубками обнаружен 1,5-метровый пласт, состоящий в нижней части из мелководного скелетного материала крупнопесчаной размерности, а в верхней — из мелкого и тонкого органического детрита и обильных раковин птеропод (градационное строение).

Стратифицированные отложения, относимые к турбидитам, известны и на противоположной окраине Атлантического океана. Они изучены в трог Миррол, расположенном между Бискайской и Иберийской котловинами [Addy, Kagami, 1979]. Глубина трога более 5 км. Его осадочное выполнение 600—900 м, тогда как на ограничивающих поднятиях мощность осадков обычно менее 100 м. В трог и на его склонах развиты ритмично-стратифицированные карбонатные осадки. В основании "ритмов" залегают фораминиферовые пески (толщина слоев 19—200 см), сменяющиеся кверху тонкозернистым, горизонтально-слоистым известняком (пачки в 4,5—14 м). Нижняя поверхность песка резкая, иногда со следами размывов. Такие градированные пласты разделены сильно биотурбированными пелагическими карбонатными осадками. Фораминиферовые пески, в отличие от обычных известняковых турбидитов, не содержат остатков мелководных организмов, а слагающие их формы принадлежат видам, обитающим на глубине около 1000 м. Раковинный материал поступал в трог не с мелководных банок, а с соседних подводных хребтов, вершины которых располагались на значительных глубинах. По-видимому, и пелитовый карбонатный материал сносился с поднятий гравитационными потоками и сохранялся на глубинах ниже критической. Подобные отложения относят к "пелагическим турбидитам" [Loncelot et al., 1972].

Верхнеюрские карбонатные турбидиты описаны из района Марокканского континентального подножия (скв. 416), где они развиты среди "коричневых глин" и поэтому считаются сформировавшимися ниже критической глубины [Schlager, 1980]. Разрез скв. 416 интересен в том отношении, что в нем присутствуют и карбонатные турбидиты, и терригенные, и смешанного состава, при этом терригенная седиментация преобладает, карбонатные же турбидиты приурочены лишь к отдельным интервалам в нижней части разреза. Сравнение терригенных и карбонатных турбидитов показало, что первые наименее грубые (мелкий песок, алевроит) и мощность их небольшая (5—10 см), вторые же образованы гранулометрически разнообразной кластикой (гравий-алеврит) и толщина слоев варьирует от первых до 30 см. Очевидно, источник карбонатного материала был ближе, чем терригенного (Марокканская Месета и Высокий Атлас).

В Тихом океане карбонатные турбидиты тоже распространены широко. Они встречаются в районе архипелага Лайн, на северном фланге Каролинского хребта (скв.

58), севернее хр. Туамоту (скв. 76), у крутого склона плато Манихики [Lonsdale, 1975] и во многих других районах с расчлененным рельефом. Иногда в карбонатных турбидитах хорошо выражены почти все интервалы турбидитной модели. Местами установлены приуроченность турбидитных отложений к каналам и "рвам" и исчезновение за их пределами [Orwig, 1981], что характерно для отложений гравитационных потоков.

Мы видим, что в океанах существуют две главные области формирования известняковых турбидитов: пассивные окраины континентов с карбонатными платформами и банками типа Багамской и внутритрокеанские зоны с расчлененным, преимущественно вулканическим рельефом.

Между карбонатной и терригенной турбидной седиментациями много общего: они связаны с перемещением осадочных масс под влиянием гравитационных процессов. Однако существуют и отличия. Материал, питающий известняковые турбидные потоки, происходит с поднятий, расположенных на разных, иногда значительных глубинах; поступление его более эпизодично и объем меньше, чем при формировании терригенных турбидитов (речные выносы). Все это приводит к меньшим мощностям отложений и менее дальнему разнесу карбонатного материала. Последний нигде не создает тех сложных и обширных подводных вееров, которые характерны для глубоководных терригенов.

Пелагические отложения (пелагиты). В современном океане известковые илы (более 30% CaCO_3) занимают, по данным разных авторов, от 48 до 55% общей площади дна, при этом резко доминируют пелагические разности. Высококарбонатные илы (более 70% CaCO_3) покрывают в Индийском океане 32% площади дна, в Атлантическом — 18,4, в Тихом — еще меньше. Среднее содержание CaCO_3 в поверхностном слое Мирового океана оценивается в 34,5%; вниз по разрезу эта цифра возрастает: для четвертичных отложений она — 41,13, а для интервала верхняя юра—квартер — 42,95% [Лисицын, 1978]. Широко распространены смешанные осадки: терригенно-карбонатные (мергели) и кремнисто-карбонатные. Характеристике океанских карбонатных отложений посвящена большая литература [Страхов, 1979; Лисицын, 1978; и др.]. Установлено, что размещение их определяется батиметрией, климатической зональностью и гидродинамикой океана. Для сравнения геосинклинального карбоната копления с океанским основное значение имеют структурно-текстурные особенности океанских пелагитов, их состав и роль в осадочном чехле.

Выделяется две группы отложений: обычные пелагические, возникающие в результате гравитационного оседания частиц в толще воды, и контуриты — продукт переотложения карбонатного материала донными течениями.

Осадки первой группы преимущественно светлые, иногда почти белые с палевым, розовым и серым оттенком, но иногда коричневые. Нередко наблюдается пятнистость, обусловленная, в основном, биотурбациями. Различаются два типа осадков, связанных переходными разностями.

Первый тип, часто определяемый как биомикрит, состоит в основном из кокколлитов (размером от 2 до 10 мкм), образующих пелитоморфную массу, в которой рассеяно разное количество раковин фораминифер (как правило, планктонных, реже — бентосных); когда они составляют значительную часть осадка (но менее 50%), он определяется как фораминиферово-кокколлитовый. Размер раковин — от крупного алевроита до крупного песка, сохранность разная — от хорошей до плохой (коррозия, фрагментированность). Встречаются также биомикриты с примесью разнообразного скелетного детрита и пеллет, но распространены они нешироко. Структура осадков зависит от состава органогенного материала (кокколлиты и фораминиферы), что обуславливает резко выраженную гранулометрическую бимодальность. Текстура обычно беспорядочная и часто неоднородная: фораминиферы неравномерно рассеяны в микритовой массе, что связано с биотурбациями.

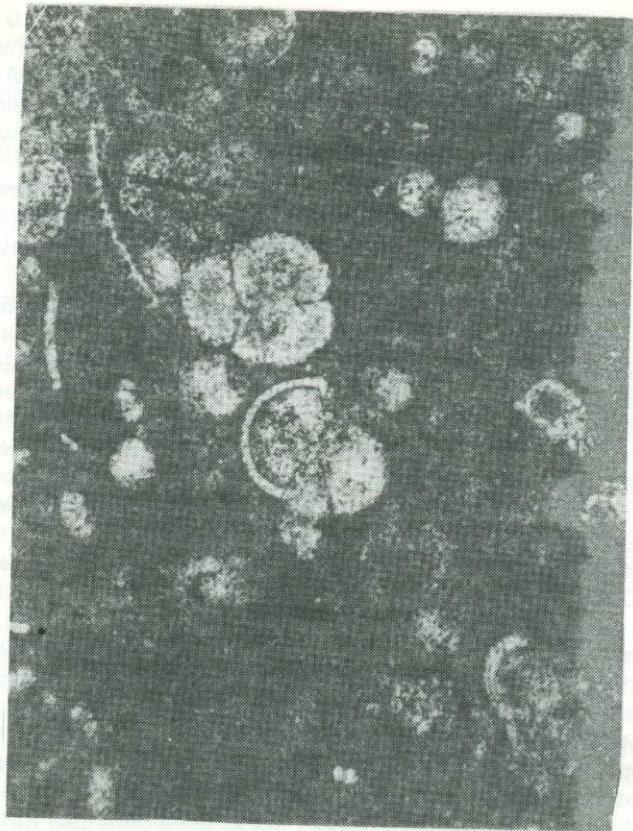


Рис. 18. Кокколитовый микрит с фораминиферами. Склон Центрально-Индийского хребта. Глубина воды 3770 м. Квартер. 25-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев." Шлиф. Без анализатора. Увел. 40

Ко второму типу относятся фораминиферовые осадки, образованные преимущественно планктонными формами. На систематический состав раковинного материала влияет не только первичный фактор, главным образом климатический, но и вторичный — батиметрический через положение "фораминиферового лизоклина" и неодинаковую стойкость к растворению раковин у разных видов. При этом возможно обогащение глубоководных илов бентосными формами [Беляева и др., 1981]. Некоторое структурное разнообразие осадков зависит от количества кокколитового микрита, размера фораминиферовых раковин и присутствия другого скелетного детрита. В одних случаях микрит обилен (рис. 18), в других его очень мало. Раковины фораминифер могут быть по размеру близки (рис. 19), а могут варьировать в больших пределах (рис. 20).

Вторая группа пелагических отложений — известковые контуриты встречаются в ряде мест, главным образом в районах расчлененного подводного рельефа, там, где проходят донные течения — термогалинные и приливные. Они могут перемещать по дну частицы рыхлого осадка, а могут взмучивать тонкий материал, создавая движущийся нефелоидный слой. Контуриты обнаружены в разных частях океана с помощью сейсмопрофилирования, фотографирования, колонковых проб и бурения. Иногда их исследования сопровождались измерением скорости придонных течений.

Известковые контуриты, как и терригенные, могут состоять из материала песчаной размерности и пелитовой. Первые четко выделяются среди обычных пелагитов, вторые же сходны с последними и устанавливаются лишь по косвенным данным (криптоконтуриты).

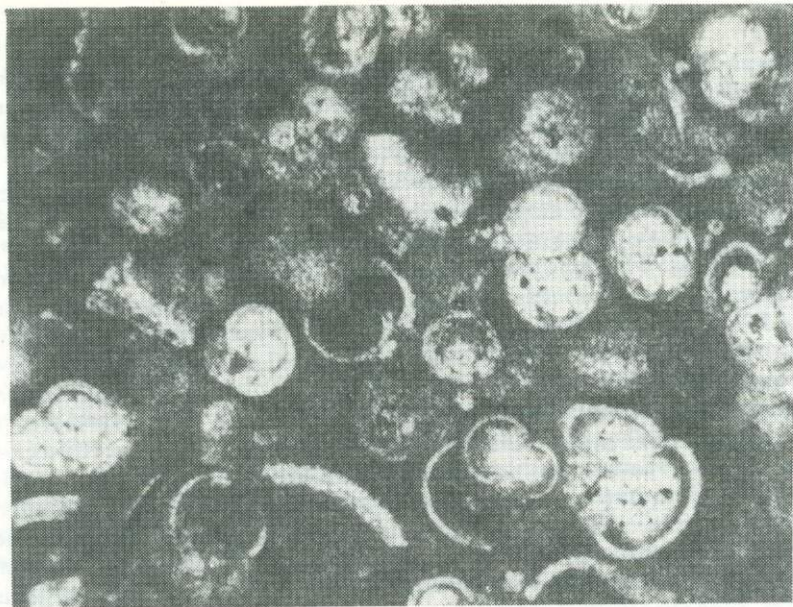


Рис. 19. Кокколито-фораминиферовый осадок. Склон хребта Брокен. Глубина воды 3200 м. Неоген. Ст. 2071-1. 25-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев". Шлиф. Без анализатора. Увел. 40

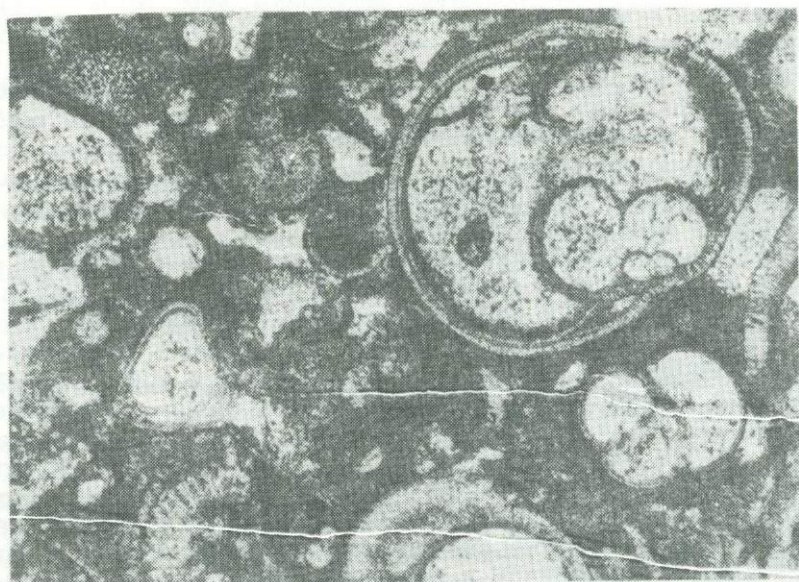


Рис. 20. Фораминиферовый осадок (не сортированный). Подводная гора "Афанасий Никитин" (Индийский океан). Глубина воды 2550 м. 25-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев". Шлиф. Без анализатора. Увел. 40

Образование современных контуритов иногда хорошо отражается на поверхности дна в виде либо обычных знаков ряби течений, либо крупных и сложных "скульптурных" форм, получивших название "песчаных волн" или "абиссальных дюн и барханов". Морфологически они довольно сходны с соответствующими мелководно-морскими и субазральными образованиями. Одним из примеров таких подводных дюн могут служить "фораминиферовые дюны", развитые на северном

склоне хребта Карнеги, ограничивающего с юга Панамскую котловину [Lonsdale, Malfait, 1974].

В разрезах фораминиферовые контуристы проявляются в виде косослоистых осадков, часто хорошо сортированных, и определить их "пелагическую природу" можно лишь по составу фораминифер и по развитию среди обычных пелагических или гемипелагических илов.

Тонкозернистые контуристы состоят в основном из кокколитов с примесью фораминифер, раковинного шлама, небольшого количества остатков кремневого планктона; иногда они существенно глинистые (до 25%). Примером могут служить осадки западной части Центральной котловины Тихого океана, где проходит донное течение, поступающее с юга, через пролив Самоа. На юге котловины [Lonsdale, 1981], на глубине 5,7 км, среди абиссальных глин присутствуют известковые илы (CaCO_3 в среднем 80%). Обычно это однородные кокколитовые микриты, но встречаются и слоистые интервалы (40 см), где микриты чередуются с фораминиферовыми и радиоляриевыми осадками; они хорошо сортированы, в них отмечается горизонтальная и пологая наклонная слойчатость, а контакты гранулометрически разных осадков резкие. На границе таких отложений с лежащими ниже глинами отмечены размывы. Контуристы формировались ниже критической глубины карбонатообразования (как и в ряде других мест, где проходят донные течения). Предполагается, что кокколитовые микриты возникли из нефелоидной "тучи" при замедлении ее движения, а фораминиферовые осадки отложены перемещением материала по дну. Сохранность карбонатного материала на таких глубинах объясняется быстрым его накоплением. С этим же связано отсутствие или слабое развитие биотурбаций. Контуристы отличаются от обычных пелагитов не только структурно-текстурными особенностями, но и гетерогенностью биогенного компонента: в них часто наблюдается примесь более древних видов, а иногда — органических остатков из других климатических зон.

Известковые контуристы характерны для отложений геострафических донных течений, проходящих вдоль континентальных окраин, осложненных "карбонатными платформами", которые являются защитой от терригенного выноса и сами могут поставлять карбонатный материал для контуристов. Последние, как мы видим, распространены и в котловинах внутренней части океанов, куда проникают крупные донные течения обычно из полярных областей.

Донные течения не только ответственны за переотложение материала, но могут влиять и на его растворение, создавая особый тип отложений, представленных чередованием известковых и глинистых осадков. Они специально изучены на поднятии Сьерра-Леоне [Dean et al., 1981], где пробурена глубокая скважина. Отложения представлены пелагическими биомикритами (CaCO_3 — 80—90%), чередующимися с более глинистыми разностями (CaCO_3 — 64—70 до 20%). Толщина циклов 20—70 см. Подсчитано общее количество наннофоссилий в образцах с разным количеством CaCO_3 и относительное количество в них устойчивых к растворению дискоастер. Выявлена слабая позитивная корреляция между содержанием CaCO_3 и количеством наннофоссилий и хорошая негативная — между CaCO_3 и относительным обилием дискоастер. Кокколиты в глинистых разностях сильнее корродированы и, кроме того, в них нет фораминифер, тогда как в высококарбонатных слоях они встречаются. Путем расчетов установлено, что изменчивость в содержании карбонатов связана не с периодическим увеличением поступления глины, а с неравномерным во времени растворением карбоната. Основной причиной, вызывающей растворение, считают периодическое повышение лизоклина и флуктуации в объеме и силе Антарктического донного течения. Схематично карбонатную седиментацию океанов можно представить следующим образом. Карбонатное вещество почти целиком биогенное и представлено карбонатом кальция. Различаются две главные "фациальные группы" осадкообра-

зующих организмов: разнообразные бентосные формы мелководья и планктонные, обитающие в верхнем слое океана.

Первые (бентосные осадки) образуют накопления на поднятиях (приконтинентальных и внутриокеанических) в виде ракушняка, органогенного детрита, биогермов и рифов. Различаются местные отложения, которые можно определить, как остаточные. Структурно они наиболее разнообразны. В их составе присутствует и планктоногенный материал, но он не определяет облик осадков; иногда заметную роль играет и хемогенный карбонат. Кроме остаточных, скелетный детрит формирует и переотложенные гравитационными потоками накопления (турбидиты *sensu lato*) у подножий поднятий и в депрессиях между ними. Там, где такие осадки попадают в зону достаточно сильных донных течений, они могут вторично переотлагаться и принимать участие в образовании контуритов.

Вторые (планктоногенные осадки) покрывают обширные площади дна океана, расположенные выше критической глубины. Среди них преобладают осадки, состоящие из материала, осевшего из верхнего продуктивного слоя воды ("дождь частиц"); такие осадки можно определить как "карбонатные декантиты". Планктоногенный осадок в зонах крупных термогалинных течений претерпевает переотложение и гранулометрическую рассортировку, формируя специфические отложения — карбонатные пелагические контуриты. Так как на относительно глубоководных поднятиях и их склонах происходит накопление нанно-фораминиферовых илов, то местами могут формироваться и соответствующие турбидиты, хотя распространены они нешироко.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ

Рассмотрим отдельно мезозойско-кайнозойские и палеозойские отложения, так как эволюция седиментогенеза наложила отпечаток на их состав и размещение в геосинклинальных бассейнах.

Мезозойско-кайнозойские отложения

Лучше всего представление о геосинклинальных карбонатных породах дают мезозойские образования Западного и Центрального Средиземноморья, где установлены три главные палеотектонические зоны: центральная — офиолитовая и две краевые: северная (Гельветский и Ультрагельветский пояса Альп) и южная (Внешние Апеннины, Южные Альпы, Эллиниды и др.). В последней карбонатные породы особенно широко распространены, хорошо изучены и могут быть взяты за образец.

Мелководные отложения. В мезозое (с конца триаса или начала юры) южная окраина Тетиса представляла собой систему поднятий и депрессий. На поднятиях были развиты мелководные карбонатные осадки, состав и мощность которых во многом зависели от скорости погружения. В Венецианских Альпах [Bosellini et al., 1981], установлены два блоковых поднятия: Тренто и Фриули, разделявшиеся трогом Беллуно (рис. 21). По периферии первого в течение лейаса отлагались косослоистые оолитовые и оолито-энкринитовые известковые пески (бары), а в лагунах накапливались тонкозернистые карбонатные илы. Фриули — более крупный и стабильный блок; здесь на протяжении юры и мела был сформирован мощный (3—4 км) известняковый комплекс из рифов, биокластиков, оолитовых песков и микритов с фораминиферами, водорослями и гастроподами. Сходные мелководные отложения — обычно определяемые как Багамский тип — встречаются и в других участках Альпийского складчатого пояса. В одних случаях — это преимущественно разнообразные биокластиты, скелетные и оолитовые пески, в других — сложные рифовые комплексы, содержащие массивные накопления "рифового таллуса", а иногда и пачки тонкослоистых доломитов (лагунные фации).

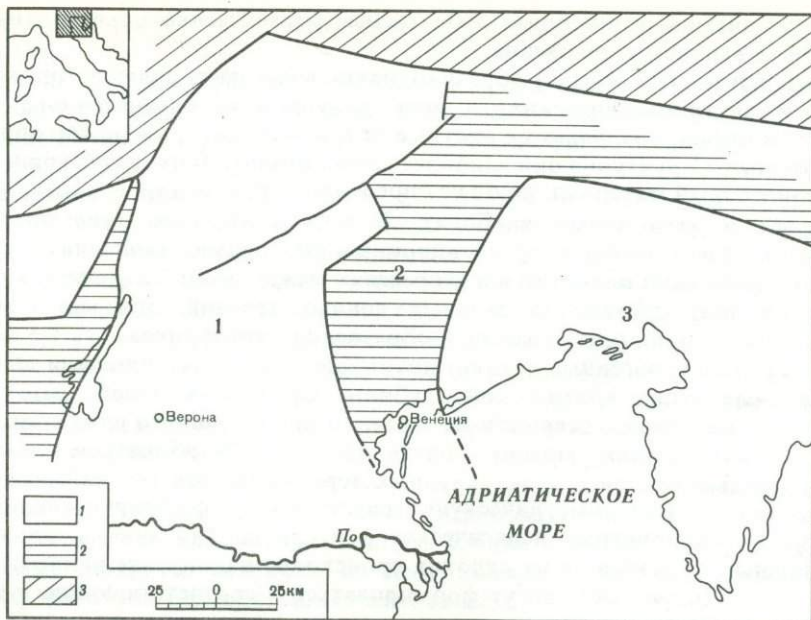


Рис. 21. Палеогеографическая схема района Венецианских Альп для ранней юры и положение трога Беллуно [Bosellini et al., 1981]

1 — платформы; 2 — трог в пределах шельфа Мезотетис; 3 — зона Австрийских Альп со складчатым палеозойским основанием. Цифры на схеме: 1 — платформа Тренто, 2 — трог Беллуно, 3 — платформа Фриули

Формирование рифов не ограничивалось "блоковыми платформами", они встречаются и на вулканических поднятиях. Так, во внутренних Динаридах известен верхнемеловой барьерный риф, располагавшийся на склоне островной дуги [Polsak, 1981]. В северо-восточной части Италии (район Виченца) коралловые рифовые образования тяготеют к краю олигоценовой вулканической зоны; местами биогермы располагаются прямо на вулканических породах [Frost, 1981].

В складчатых зонах о внутрибассейновых карбонатных образованиях часто можно судить лишь по обломкам и отторженцам в меланже и олистостромах. Но иногда в тектонических покровах сохранились мощные толщи, в которых удается наблюдать первичное соотношение пород. Интересный материал в этом аспекте получен в Омане [Searle, Graham, 1982]. Здесь на карбонатные толщи края Аравийской плиты надвинуты несколько покровов, образованных геосинклинальными комплексами, среди которых есть и офиолитовые. Один из покровов образован известняками и вулканитами. Известняки пермские и верхнетриасовые. Первые представлены в основном кораллово-водорослевыми постройками с остатками разнообразных бентосных организмов и скелетного детрита; все это типичные рифогенные образования. Вторые — преимущественно слоистые органогенно-детритовые и детритово-микритовые разности, интерпретируемые как зарифовые, лагунные отложения. Кое-где наблюдался контакт известняков с вулканитами. Внизу разреза развиты анкаромиты и щелочные базальты, редко — нефелиниты, вверху — мощные подушечные менее щелочные базальты, их брекчии и гялокластиты, среди которых местами встречаются известняковые блоки. Геохимическое изучение триасовых эффузивов показало, что по составу они близки к вулканитам океанических островов, таких, как Коморские, Реюньон и Маврикий или Азорские.

Очевидно, Оманские известняки возникли на внутрибассейновых подводных горах. Палинспастические реконструкции показали, что известняково-вулканичес-

ким зонам триаса в соседних зонах соответствовали глубоководные отложения, представленные тонкослоистыми пелагическими известняками с кремневыми конкрециями и прослоями радиоляритов. Отметим, что краевые платформенные породы перми и триаса образованы не известняками, а доломитами.

Склоновые отложения. Для них характерны оползневые накопления и турбидиты. Наиболее ярким представителем подводных оползней являются олистостромы. Им посвящен специальный раздел в монографии. Отметим лишь, что олистостромы бывают не только полимиктовые, но и почти чисто карбонатные. В структурном отношении они разнообразны, и среди них различаются как конгломераты и брекчии, так и глыбовые микститы, в которых крупные известняковые отторженцы "плавают" в мергельном матриксе.

В тех же разрезах, где присутствуют оползневые горизонты, встречаются и известняковые турбидиты. Примеров их из Средиземноморского складчатого пояса можно привести множество. Рассмотрим некоторые.

В районе Высокого Атласа в средней и отчасти поздней юре существовала депрессия в виде крупного пальцеобразного залива Тетиса [Stanley, 1981]. По краю депрессии и по периферии шельфовой зоны были развиты рифы, а центральная часть была занята глинисто-известковыми и известковыми микритами. В последних нет ни фораминифер, ни наннофоссилий (что закономерно для средней юры), и встречаются лишь кальцисферы, пелагические бивальвии и цефалоподы. В нижней части разреза, имеющего мощность около 1000 м, среди микритов присутствуют прослой (1—50 см) грубозернистых известняков, состоящих из окатанного скелетного детрита, известняковых обломков и пеллоидов; здесь обычна параллельная и косая слоистость; подошвенные знаки, а иногда и градационное строение; контакты резкие. Такие отложения рассматриваются как турбидиты, "питаемые" материалом периферических рифовых отmelей. В разрезе есть и шламово-мелкодетритовые прослой (дистальные турбидиты).

Возможно образование турбидитов и за счет карбонатного микрита.

В юре Северных Апеннин встречаются оползневые горизонты (или дебриты), состоящие из микритовых обломков в глинисто-микритовом матриксе. Здесь перемещался пелитовый карбонатный материал, поступавший с относительно погруженных поднятий. Такие оползни могли породить и "микритовые турбидиты". Действительно, в том же разрезе (посейдониевые мергели) наблюдается частое чередование "мергельных сланцев, мергелей и микритов с остатками пелагических пеллеципод". Такое чередование определяется сменой осадков с разным соотношением глины и микрита. Следов растворения здесь не обнаружено, и, вероятно, чередование обусловлено периодическим сносом микрита с погруженных поднятий.

Хотя карбонатные турбидиты встречаются в разрезах, относящихся к ранним этапам развития Тетиса (юра), все же они здесь не образуют мощных накоплений, и настоящие флишевые толщи, в том числе и карбонатный флиш, появляются позже (поздний мел—палеоген).

Пелагические отложения. Они тоже лучше всего изучены в Средиземноморье. Здесь, как и в океанах, можно выделить осадки, возникающие от оседания частиц из верхнего слоя воды (декантиты) и от перетолжения алевропелитового карбонатного материала донными течениями. Первые возникают на склонах и внутри депрессий, а также на глубоководных внутрибассейновых поднятиях, вторые — там, где проходят достаточно сильные донные течения. Надо сказать, что в геосинклинальных разрезах часто бывает трудно различить декантиты от контуритов.

Типичные карбонатные пелагиты представлены двумя основными разновидностями: кокколитовыми микритами и кокколитово-фораминиферовыми "алевропелитами", определяемыми в зарубежной литературе как "кальцилотиты".

Кокколитовые микриты обычно белые или серые, хорошо наслоенные; кокколиты — основной компонент породы — сцементированы диагенетическим

кальцитом. В подчиненном количестве присутствуют кальпионеллы, кальциосферы, кальцитизированные остатки радиолярий. Содержание кальцита 80—95% [Weissert, 1981]. Такие породы широко распространены в юре и мелу Тетиса. В Южных Альпах и Северных Апеннинах они особенно характерны для формации Майолика (неоком—нижний мел), и их иногда стали определять как майоликоподобные осадки или майоликовая фация. Последняя присутствует в разных структурных зонах; во внутренней они сменяют в разрезах радиоляриты, покрывающие базальтовое основание, а во внешних залегают на сложном комплексе карбонатных отложений, погружающихся блоков и межблоковых депрессий, которые в значительной степени уже были заполнены осадками. Появление майоликовой фации отражает период относительного нивелирования условий седиментации в краевых зонах геосинклинали.

Кокколито-фораминиферовые известняки встречаются во всем разрезе мела и палеогена. Они белые, розовые, серые, состоят из раковин планктонных фораминифер и кокколитов, вместе с ними местами присутствуют кальпионеллы, а иногда наблюдается скопление мелких аммонитов; попадаются кальцитизированные остатки радиолярий.

Среди пелагитов довольно широко распространены глинистые известняки и мергели, которые иногда слагают стратиграфически довольно выдержанные толщи (например, аптские "пестроцветы Скалья" в Южных Альпах). Они имеют разные оттенки красного, зеленого и черного цвета и представляют смесь биомикрита и глинистого вещества.

Пелагические известняки входят в состав двух весьма характерных ассоциаций: кремнисто-известняковой и глинисто-известняковой.

Кремнисто-известняковая представлена кокколитовыми микритами, содержащими конкреции и прослой кремней. Кремни двух разновидностей: плотные с раковистым изломом и редкими радиоляриями и зернистые, неполовностью окремненные известняки с большим количеством радиолярий. В зернистых разновидностях отмечается параллельная и мелкая потоковая слоистость. Обогащение прослоев радиоляриями скорее всего обусловлено гидродинамикой (течения). При этом могло происходить либо вымывание кокколитов, в результате чего происходила концентрация радиолярий, либо привнос и переотложение течением раковин последних [Weissert, 1981]. Такая ассоциация может быть названа майоликовой, так как характерна для соответствующего стратиграфического подразделения.

Глинисто-известняковая ассоциация — это чередование кокколитовых и фораминиферо-кокколитовых известняков, часто глинистых, с мергелями и глинами. В одних случаях мергели (глины) серые и серовато-желтые, в других — пестрые (лиловые, розовые, серые) и отложения в целом полосчатые. В мергелях и известняках нередко отмечают биотурбации. Некоторые интервалы обогащены радиоляриями.

Ассоциация широко распространена в геосинклинальном разрезе Апеннин, особенно характерна для формации Скалья (верхний мел—эоцен), относящейся к "предфлишу". Местами в ней установлены редкие перерывы и слои градирированных турбидитов (калькарениты). Перерывы не обнаруживают признаков субазрального размыва и над ними развиты микриты и мергели с пелагическими планктонными остатками. Породы ниже поверхности перерыва местами имеют следы растворения. В целом ассоциация представляет собой пелагическую фацию открытого моря, и, возможно, ее образование связано с действием придонных течений, которые могут, как было установлено на океанических отложениях, способствовать растворению карбонатов (увеличение глинистости) и перераспределять пелагический материал.

Кроме рассмотренных карбонатных пород в геосинклинальных разрезах присутствуют особые известняки, происхождение и фациальные условия образования которых дискуссионны. Они получили название нодулярных или желваковых;

среди них часто встречаются разности с большим количеством цефалопод (известняки "аммонитико-россо" и аптиховые). Особенно широко они распространены и хорошо изучены в Альпийском геосинклинальном поясе Западной Европы, где сосредоточены в интервале триас—юра.

Известняки "аммонитико-россо" — красные, зеленовато- и розовато-серые, пятнистые, неравномерно глинистые с неровными поверхностями наслонения. Местами отложения имеют серый цвет (Grigo Ammonitico). Главной их особенностью является желваковое или нодулярное строение, выраженное в разных слоях с разной резкостью. Обычно желваки (1—6 см) светлые и "чище", чем "обволакивающий" их более глинистый и железистый (гематит) материал, причем контакты между ними нерезкие. Основная масса породы представлена кокколито-вым микритом и раковинным шламом пелагических организмов; цемент — новообразованный кальцит [Bernoulli, 1972; Bosellini et al., 1981]. Содержание CaCO_3 меняется в больших пределах (50—95%). Характерно обилие аммонитов, обычно в виде ядер; в небольшом количестве присутствуют аптихи, реже встречаются пелагические бивальвии, фораминиферы, радиолярии, криноидеи. Типичного для шельфового мелководья богатства остатков бентосных организмов нет. Часто отмечаются биотурбации. Есть указание на присутствие в некоторых районах (Сицилия и район Тренто) строматолитов, что имеет первостепенное генетическое значение. В связи с этим относиться к нему следует очень осторожно, и в некоторых работах высказываются сомнения по поводу водорослевой природы встреченных образований.

Характерной особенностью отложений является их стратиграфическая конденсированность (некоторые ярусы представлены всего несколькими метрами пород) и присутствие донно-цементированных горизонтов — "хардграундов". Часто с ними связаны перерывы, соответствующие разным временным интервалам. Иногда на поверхности хардграундов отмечаются рудные корки и срезы части аммонитовых раковин, очевидно выступавших из осадка на дно. Многие исследователи [Hollmann, 1964] связывают образование хардграундов с подводным растворением и переотложением растворенного CaCO_3 (арагонит раковин) в лежащем ниже осадке (цементация). Изменение во времени скорости растворения чаще всего связывают с колебанием лизоклина, однако существуют и предположения, что хардграунды — это интервалы неотложения, обусловленные действием течений [Hsü, 1976]. Соответственно и послойное обогащение глиной объясняют либо подводным растворением (нерастворимый осадок), либо неравномерным привнесом материала течениями. Интенсивное растворение аммонитовых раковин может привести к полному их исчезновению, при этом сохраняются лишь кальцитовые их части — аптихи (аптиховые слои).

Большие расхождения существуют во взглядах на батиметрические условия образования рассматриваемых известняков. Согласно одним представлениям [Hollmann, 1964; Garrison, Ficher, 1969], глубины были близкими к уровню карбонатной компенсации, т.е. около 4 км. Большинство исследователей, однако, предполагают умеренные глубины — около 1000 [Bosellini et al., 1981] или 2600 м [Hsü, 1976; Bernoulli, 1972] и аргументируют это положением арагонитового лизоклина в юре. Наконец, существуют предположения об относительной мелководности (сотни метров) рассматриваемых осадков [Обуэн, 1967; Хэллем, 1978; Hoedemaeker, 1973].

Нодулярные аммонитовые известняки приурочены к двум различным обстановкам: к краевым зонам геосинклинальных бассейнов и к внутренней их части.

Для краевых зон они особенно характерны. В мезозойском Тетисе аммонитовые известняки прослеживаются от Испании до восточного Средиземноморья, встречаясь также в Динаридах и Карпатах. Однако развиты они локально и приурочены к поднятиям и их склонам. Ниже них обычно развиты мощные толщи мелководных известняков, а в ряде мест установлено несогласное налегание

аммонитовых известняков на разные свиты [Обуэн, 1967], такие несогласия могут отмечаться за карстованной поверхностью, инкрустированной железомарганцевыми выделениями. Горизонты "аммонитико-россо" покрываются кремнисто-карбонатными отложениями типа майолики, отвечающими началу общего, хотя и неравномерного опускания территории. Таким образом, фация "аммонитико-россо" связана с переломным моментом в развитии геосинклинали (по крайней мере ее периферических частей). Этот момент сопровождался развитием очень разнообразных условий седиментации, что привело к выделению многочисленных литологических комплексов, получивших разные местные наименования. Латерально нодулярные известняки в одном направлении переходят в более глубоководные мергелистые отложения или пелагические турбидиты, в другом они могут выклиниваться на склоне поднятия, вершина которого выходила из-под уровня моря и отмечена присутствием бокситов.

Во внутренней части геосинклинальных бассейнов нодулярные аммонитовые известняки встречаются реже. Они описаны, например, в районе Годен на юго-западе Турции [Robertson, Wodcock, 1981], где они залегают местами прямо на лавах, образовавших вулканические подводные горы.

В осадочном чехле Центральной Атлантики, в пределы которой прослеживается в юрском периоде Тетис, тоже встречены известняки с аммонитами, сопоставляемые с фацией "аммонитико-россо", точнее, с их более глубоководной аптиховой разновидностью [Bernoulli, 1972; Loncelot et al., 1972; Hsü, 1976]. Они обнаружены в скв. 99, 100, 105, 547, и в двух из них, где вскрыто базальтовое основание, залегают непосредственно на нем. Скв. 99, 100 расположены на континентальном подножии у края Багамской платформы. Сейчас глубина дна на участках, где они пробурены, большая (2750 и 3525 м), но анализ фаунистических остатков показал, что вниз по разрезу отложения становятся все мелководнее, хотя, вероятно, не поднимаются выше батинальных. Скв. 105 (глубина океана 5250 м) находится в районе холмов нижней части континентального подножия. Обилие и разнообразие органических остатков в верхнеюрских известняках опять-таки указывает на батинальную обстановку отложения. Скв. 547 (глубина вод 3992 м) расположена на восточной окраине Атлантики, на склоне Мазаганского плато. Верхнеюрскую толщу с нодулярными известняками здесь подстилают пестроцветные терригенно-карбонатные отложения; обломочный материал в них аркозовый, известняки обычно доломитизированы; а внизу разреза — скопление доломитовых галек и растительный детрит. В верхней части толщи присутствуют слоеватые строматолитоподобные образования. Отмечается гипс. Аркозовый материал обогащает некоторые интервалы и в толще с нодулярными известняками, где много и карбонатных брекчий. Всю эту часть разреза едва ли можно рассматривать как образование глубокого моря.

Мы видим, что карбонатакопление было очень широко распространено в экваториально-тропическом геосинклинальном поясе и сосредоточено главным образом вдоль пассивных континентальных окраин и на внутригеосинклинальных, преимущественно вулканических поднятиях. Карбонатных осадков намного меньше в геосинклиналях, расположенных в высоких широтах и там, где большее значение имел "островодужный вулканизм" (активные континентальные окраины). Здесь карбонатакопление обычно подавлялось интенсивной терригенной и вулканокластической седиментацией, хотя в окраинной части геосинклинальных бассейнов местами формировались мощные известняковые толщи, правда относящиеся уже к приконтинентальным шельфам. Примером может служить триасово-нижнеюрский разрез западной части Большого Бассейна [Speed, 1978], где известняковая толща превышает 1—2 км; местами она прерывается терригенными дельтовыми фациями. К западу эти отложения сменяются депрессионными терригенными гемипелагическими и дистально-турбидитовыми отложениями, которые, в свою очередь, переходят далее на запад в сложный комплекс вулканических

(андезиты, риолиты) и вулканогенных обломочных пород локально с прослоями и пачками (до 500 м) слоистых и массивных известняков. Связан комплекс с островной дугой, и в нем различаются и наземные и морские фации. Количество известняков увеличивается вверх по разрезу вместе с уменьшением количества вулканитов, т.е. карбонатные осадки опять-таки связаны с погружающейся континентальной окраиной и внутренним вулканическим поднятием.

Известняки присутствуют и в офиолитовых зонах, например, во францисканском комплексе, где они составляют менее 1% разреза [Bailey et al., 1964].

Палеозойские отложения

Большую информацию о карбонатакоплении в палеозое дает Уральская геосинклиналь. Карбонатакопление интенсивнее протекало на Северном и Среднем Урале и было "подавлено" на Южном. Рассмотрим силурийско-девонские отложения северных районов¹. Здесь выделены два прогиба: Кумбинский (западный) и Турбинский (восточный), разделенные Петропавловским поднятием. Прогибы выполнены мощными толщами вулканитов, практически не содержащими известняков. В отличие от прогибов, на Петропавловском поднятии их много. Отложения здесь изменчивы не только поперек, но и вдоль структуры, и крупные "карбонатные поля" (в несколько сот квадратных километров) чередуются с участками, где распространены вулканиты и терригенные отложения. Сами известняковые толщи в некоторых разрезах содержат пласты порфириров и туфов. Известняки² представлены тремя главными типами.

Первый тип — рифогенный — это массивные белые, светло-серые, розовые (до красных), нередко пятнистые породы. В одних выходах они сильно перекристаллизованы, и в них почти не различаются органогенные структуры, в других — богаты разнообразными органическими остатками (водоросли, кораллы, брахиоподы и др.). Многие органические остатки сохранились в прижизненном положении, но обилен и скелетный детрит. Среди таких детритово-биоморфных образований присутствуют детритово-стуктовые разности и скелетные пески. Часто встречаются известняковые брекчии, характерные вообще для рифовых фаций. Как правило, известняки "чистые", без терригенной примеси, хотя там, где они тесно ассоциируют с эффузивами, в них попадаетеся шлак и другая вулканокластика.

Второй тип — известняки серые и светло-серые слоистые, органогенно-детритовые. Состав раковинного детрита (иногда он хорошо окатан) в одних случаях разнообразный (брахиоподы, иглокожие, мшанки и др.), в других преобладают какие-нибудь определенные формы: амфипоры, строматопоры, гастроподы, тентакулиты; встречаются линзы (банки) из крупных пелецепод и брахиопод. Слоистость определяется чередованием мелко- и более грубодетритовых разностей, причем иногда отмечается асимметрично ритмичная стратификация. Формировались рассмотренные отложения тоже на мелководье (отмели) в зонах активной гидродинамики. Мелкий детрит и шлам, как и микрит, могли сбрасываться в более глубоководную зону.

Третий тип — известняки темно-серые (до черных), битуминозные, тонкослоистые и плитчатые ("плитняки"), шламово-микритовые, иногда с кремневыми стяжениями. Латерально они могут замещаться либо карбонатно-глинистыми отложениями с прослоями песчаников, либо известково-фтанитовыми. Этот тип отложений формировался в более глубоководных, депрессионных участках.

По поводу структурной приуроченности известняковых толщ существуют несколько различные взгляды. По данным А.В. Пейве [1947], полоса известняков связана с центральным поднятием, выраженным в рельефе в виде гряды, разде-

¹ Сведения взяты из работ А.В. Пейве [1947] и Н.А. Штрейса [1951].

² При характеристике пород использованы и данные по Южному Уралу, где известняки обычно присутствуют в виде глыб и отторженцев в олистогстромах.

ляющей два "зеленокаменных прогиба". В восточном из них — Турьинском — на вулканических горах временами тоже образовывались небольшие рифы, но главной областью их формирования была Петропавловская зона. Согласно другим авторам [Беэр и др., 1981], Кумбинская зона представляет собой не прогиб, а островную дугу, и "петропавловские" известняки формировались на ее внешних флангах.

Как бы ни рассматривалась среднепалеозойская структура Северного и Среднего Урала, в целом приведенный пример иллюстрирует карбонатонакопление на тектонических и вулканических поднятиях внутри геосинклинальной области. Обращает на себя внимание некоторая тенденция приуроченности карбонатных пород к интервалам, где присутствуют субщелочные вулканы: трахибазальты, трахиандезиты, ортофиры [Беэр и др., 1981; Дианова, 1958]. Еще отчетливее эта тенденция выражена в карбоне Южного Урала, где много известняков, а среди вулканитов большое значение имеют трахиандезиты, трахидациты, трахипапы [Фролова, Бурикова, 1977].

Карбонатные породы известны в силурийско-девонском разрезе Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали [Каледа, 1966а]. Они тоже приурочены к поднятиям, по соседству с которыми находились депрессионные зоны, где накапливались мощные вулканы и яшмы. На поднятиях карбонатный разрез представлен двумя толщами. Нижняя состоит из светлых толстослоистых известняков — обломочных и органогенно-детритовых с банками брахиопод. Верхняя, рифогенная, образована массивными известняками, очень разнообразными по структуре и составу органических остатков. Мощность карбонатного разреза 400—1000 м, причем основная ее часть относится к верхней толще. На переходе от поднятия к депрессии развита карбонатно-яшмовая ассоциация, представленная асимметрично-ритмичным чередованием известняков и силицитов; возможно, она представляет собой турбидитный комплекс, характерный для подводно-склоновых фаций. Отдельные прослои пелитоморфных известняков попадают и среди яшм, куда, вероятно, тонкий микрит временами сносился с отмелей рифовой зоны в депрессию.

Анализируя тектонические условия формирования карбонатных отложений, Г.А. Каледа заключает, что развитие их началось в лудлове в связи с дифференцированными движениями, создавшими расчлененный подводный рельеф. Нижняя толща была сформирована при меньшей контрастности движений, чем верхняя. Очевидно, мощная рифогенная часть карбонатного разреза возникла при увеличении скорости прогиба всей территории.

Во внутренней зоне западно-европейских герцинид широко распространены девонские рифогенные фации [Burchette, 1981], представленные биостромовыми и барьерно-рифовыми комплексами, а также изолированными рифами. В депрессиях, смежных с рифами, формировались черные глинистые осадки и пелагические известняки.

Еще один пример относится к каледонидам Азии (Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия). Геосинклинальные формации здесь изучали многие исследователи; мы используем данные Т.Н. Херасковой. На раннем этапе развития, в рифее—раннем палеозое, геосинклинальная область имела сложную структуру, представляя собой мозаичное сочетание поднятий и прогибов с характерными для них формациями. Поднятия, к которым тяготело карбонатообразование, располагались как во внутренних частях геосинклинальной области, так и в периферической. Такое строение, в частности, имела зона, прилегающая к южному углу Сибирской платформы, где "изометричные и угловатые" участки разделялись трогами. Поднятия развивались на фоне общего опускания [Еганов, 1968].

Карбонатонакопление связано как со структурами, имевшими складчатое, гранитизированное основание (срединные массивы), так и с вулканическими накоплениями. В первом случае карбонатные породы лежат на кварцево-аркозовых терригенах, во втором — на эффузивах, которые иногда присутствуют и внутри карбонатных толщ.

Разрезы во многих случаях (Актауское, Шорско-Батеневское поднятия) представлены то преимущественно доломитами, в разной степени известковыми, то известняками с подчиненным количеством доломитовой примеси. Местами наблюдается чередование известняковых и доломитовых прослоев. Мощности почти сплошных доломитов иногда достигают нескольких сотен метров, хотя в целом наблюдается частая вертикальная и латеральная смена этих двух типов пород. И те, и другие представлены массивными и слоистыми разностями, микрозернистыми и перекристаллизованными. Цвета пород преимущественно серые и темно-серые (до почти черных, хотя встречаются и белые). Довольно широко распространены водорослевые доломиты. Реже встречаются оолитовые и обломочные породы, в том числе брекчии. Онколиты местами слагают пачки мощностью в несколько сот метров; они хорошо сортированы, и в образованных ими породах отмечается градационная и косая слоистость, указывающая на активную гидродинамику среды. Довольно характерно присутствие кремневых конкреций и фтанитовых прослоев, а местами и фосфоритов. Весь этот комплекс пород связан с мелководными условиями.

В прогибах, разделяющих поднятия (Байконурский синклиниорий), карбонатное накопление было менее интенсивным. Среди глинистых и фтанитовых толщ здесь развиты пелитоморфные микрослоистые углеродистые известняки, реже встречаются доломиты. Скорость седиментации была замедленной и условия отложения относительно мелководными.

Карбонатные кембрийские отложения известны в Аппалачах. В провинции Долин и хребтов изучен переход отложений "карбонатной платформы" в более мелководные фации провинции Пьемонт.

В поперечном профиле через структуру с запада на восток выделено пять зон: платформа, платформенный край, верхняя часть склона, нижняя часть склона, пологое склоновое подножие (депрессия). В течение раннего и среднего кембрия здесь была сформирована мощная толща преимущественно карбонатных пород.

Нижняя часть разреза представлена платформенной формацией. Это тонкозернистые полосчатые известняки и доломиты, иногда волнисто-слоистые и пятнистые (нодулярные). Это осадки спокойной мелководной зоны (сублитораль).

Лежащие выше отложения того же профиля уже резко дифференцированы. В западной (платформенной) зоне преобладают доломиты: строматолитовые и массивные; присутствуют редкие онколитовые, оолитовые и обломочные прослои. Постулируется литоральная и сублиторальная обстановка с относительно спокойной гидродинамикой. В верхах разреза появляются красноцветные песчаники и алевролиты, чередующиеся с пачками серых доломитов и известняков (меньше), в которых отмечается косая слоистость и трещины усыхания. Отложения интерпретируются как образовавшиеся в литоральной и прибрежно-равнинной обстановках.

В следующей к востоку зоне развиты оолитовые и обломочные доломиты и доломитистые известняки гравийной и песчаной размерности часто с примесью окатанного раковинного детрита (криноидеи, трилобиты). Среди таких пород присутствуют крупные (мощностью до 60 м) водорослевые биогермы (эпифитоновые и рекальцисовые), окруженные по периферии обломочными чакплениями, представляющими собой рифовый таллус. Все это образования мелководной, гидродинамически активной обстановки края платформы. Далее на восток развиты склоновые фации.

В зоне "верхнего склона" преобладают обломочные доломиты и реже — известняки гравийной и песчаной размерности, часто с микритовым матриксом; обломки состоят из пелитоморфного карбоната, ооидов и раковинного детрита (мало), попадают гальки эпифитонного и обломочного известняка. Различаются слоистые (1—10 см) пакеты с градационной стратификацией и массивные единицы толщиной в несколько метров. Все эти отложения состоят из материала, выне-

сенного из краевой части платформы на склон волновой активностью, течениями и гравитационными потоками. Среди таких обломочных толщ встречаются редкие прослои черных глинисто-карбонатных пород, отмечающих переход к следующим зонам.

Ниже по склону расположена зона более разнообразных осадков. Здесь разрезы образованы чередованием карбонатных и карбонатно-глинистых пачек. Первые состоят из серых известняков, представленных зернистыми (обломочными) и микритовыми разностями. Вторые образованы тонким переслаиванием (3 мм—12 см) серых известняков или доломитов с черными битуминозными глинистыми известняками (доломитами) и аргиллитами.

Очевидно, отложения этой зоны формировались в более глубоководной обстановке, чем рассмотренные выше, но здесь еще большее значение имели осадки дистальных турбидных потоков.

Характеризуя палеозойские карбонатные отложения, мы не стали рассматривать их по отдельным обстановкам, отчасти, чтобы сократить описание, а отчасти потому, что выражены эти обстановки менее четко, чем в мезозойских геосинклиналях, может быть, потому, что палеозойские толщи сильнее переработаны. В палеозое широко представлены и мелководные карбонатные осадки, в том числе рифогенные и склоновые. Встречаются, правда, редко и такие специфические образования, как цефалоподовые нодулярные известняки.

Что касается относительно глубоководных известняков (темные шламово-микритовые разности), то они распространены нешироко и, как правило, связаны с депрессиями (котловинами, трогами), сопряженными с блоковыми карбонатными платформами. Характерно, что во многих случаях такие известняки не образуют мощных самостоятельных накоплений, а в виде прослоев развиты среди кремнистых или глинистых толщ. Кремнистые (глинистые) осадки уже на склонах подводных поднятий вытесняли из разреза карбонатные. Таким образом, настоящее пелагическое карбонатонакопление в палеозойских (особенно раннепалеозойских) геосинклиналях было сильно редуцировано, а может быть, и отсутствовало.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Сравнение карбонатонакопления в геосинклинальных бассейнах прошлого и океанах показывает, что и там и тут оно происходило и в мелководных, и в склоновых, и в пелагических депрессионных условиях.

Комплекс геосинклинальных мелководных отложений в принципе сходен с соответствующими комплексами в океанах. В обоих случаях первостепенное значение имеют разнообразные органогенные осадки. Локально появляются оолитовые накопления. В разных количествах присутствуют микриты и связанные с ними пеллетные (копрогенные) разности. Выделяются образования тихого мелководья и участков с активной гидродинамикой. В структурном отношении геосинклинальные породы прошлого, естественно, отличаются от океанских аналогов, что связано с составом породообразователей, отражающим изменение органического мира в геологической истории. Так, установлены основные черты эволюции рифообразования [Кузнецов, 1981]. Сходно и размещение мелководных известняков. Они приурочены к защищенным от терригенного привноса расчлененным пассивным континентальным окраинам Багамского типа и к внутренним поднятиям — тектоническим и вулканическим.

Склоновые отложения — карбонатные олистостромы и турбидиты — тоже присутствуют как в геосинклинальных областях, так и в океанах, хотя распространенность их, по-видимому, не одинакова в обоих случаях.

Карбонатные олистостромы в океанах отмечаются редко (возможно, их трудно обнаружить) и сосредоточены вблизи сбросовых ограничений некоторых поднятий. В геосинклиналях же, претерпевших сложную историю тектонического развития,

олистостромы встречаются часто, причём наиболее выразительные их представители связаны с надвигами.

Карбонатные турбидиты, наоборот, разнообразнее и шире распространены в океанах. Это, по-видимому, объясняется тем, что в них вообще намного больше карбонатных осадков, особенно пелитовых, а пелит, как известно, способствует формированию суспензионных потоков, тем более что поступал он здесь прямо в пределы склонов. В океане подводная топография сложная, это относится и к областям, удаленным от основных источников кластики, как терригенной, так и вулканической. Именно поэтому в океанах так широко распространена карбонатная турбидная седиментация. В геосинклинальных бассейнах (как и в зонах активных приконтинентальных окраин) преобладают терригенные и тефрогенные турбидиты, карбонатные же развиты лишь локально. Исключением, пожалуй, является только мезозойский Тетис, где известняковые турбидиты распространены довольно широко и приурочены к пассивным приконтинентальным окраинам с расчлененным "блоковым" рельефом.

Пелагические карбонатные осадки океанов — в основном планктоногенные — распространены на огромных площадях, прослеживаясь до больших глубин (4,5—4,7 км). Это главный компонент карбонатной составляющей осадочного чехла океанов, в том числе и карбонатных турбидитных толщ. В геосинклинальных бассейнах, столь протяженных и мощных, пелагических карбонатных накоплений нет. В мезозойском Тетисе еще встречаются такие осадки, хотя они тяготеют здесь в общем к приконтинентальным зонам. В палеозойских же геосинклиналях к наиболее глубоководным образованиям относятся слоистые, часто темные (в той или иной степени углеродистые) микритовые и шламово-микритовые известняки. Такой тип осадка характерен не для абиссальных условий, а для депрессий, развитых среди мелководных зон (типа "Океанского языка" на Багамской платформе); аналогов пелагических карбонатных отложений, которые можно было бы уверенно отнести к крупным внутривулканическим котловинам, по-видимому, в палеозойских геосинклиналях не было. Это одно из существенных отличий геосинклинальных бассейнов от океанических.

2. Как в океанах, так и в геосинклинальных бассейнах интенсивен вулканизм. Он существенно влияет на ряд седиментационных процессов, являясь "поставщиком" определенных веществ. Что касается карбонатонакопления, то влияние вулканизма на этот процесс лишь косвенное, главным образом проявляемое через рельеф. На вулканических поднятиях, как мы видели, возникают благоприятные условия для накопления мощных рифогенных и других известняков. Сходные известняковые толщи формируются и на структурах с континентальной корой, где вулканы отсутствуют. Следовательно, нет основания привлекать вулкано-генный источник для образования карбонатов.

Вместе с тем как будто намечается определенная тенденция в соотношении геосинклинальных гидрогенных и вулканических пород. К спилитовым (натровым) сериям часто приурочены яшмы, а к щелочным (калиевым) — известняки. Можно высказать предположение, что влияние это опять-таки проявляется через рельеф: "спилитовые расплавы" изливались в депрессионных зонах и не образовывали больших возвышенностей, а "щелочные" были приурочены к поднятиям и, будучи более вязкими, создавали вулканические постройки (подводные горы). Однако возможно и альтернативное предположение: разный состав расплава обуславливал разный состав поствулканических эксгаляций. Устойчивые соотношения спилитов и яшм наводят на мысль, что парагенез этот не случаен. Если бы при спилитовом магматизме вместе с кремнеземом поступало много кислых газов и углекислоты, то это неблагоприятно повлияло бы на карбонатонакопление и тем самым стимулировало бы образование чистых кремнистых осадков.

3. Карбонатообразование, как известно [Страхов, 1963; Ронов, 1964, 1981], претерпевало существенные изменения в геологической истории. Одни измене-

ния связаны с широким распространением в те или иные периоды определенных фациальных обстановок, а другие имеют причины более общего характера. Естественно, они должны были сказаться и на геосинклинальном карбонатонакоплении. Одно из таких изменений относится к середине мезозоя и связано с расцветом планктонных организмов с кальцитовым скелетом (фораминиферы, кокколитофориды). В результате возник новый тип карбонатных пород — писчий мел, широко распространенный и в океанах, и на платформах, и в некоторых геосинклиналях.

До этого платформенные (микритовые) разности были представлены, по-видимому, хемогенным карбонатом с примесью тонкого раковинного шлама. Другое изменение проявляется менее резко, оно растянуто во времени и характеризуется разным масштабом распространения доломитов в позднепротерозойско-раннепалеозойских и более поздних отложениях. Эта тенденция на количественной основе была продемонстрирована А. Б. Роновым [1964], показавшим, что снизу вверх по разрезу осадочной оболочки имеет место увеличение Ca/Mg -отношения. И хотя эта тенденция временами нарушалась "всплесками доломитообразования" в связи с появлением особых условий на крупных участках поверхности Земли, в целом указанная тенденция отображает направленный эволюционный процесс. В позднем докембрии доломиты (имеются в виду только седиментационные и седиментационно-диагенетические) были распространены чрезвычайно широко. В нижнем палеозое (особенно кембрии) доломитов еще много, и хотя мелководные платформенные моря были главной областью их развития, доломиты простирались и в геосинклинали; как было показано, они тяготели здесь к поднятиям, постепенно выклиниваясь в сторону депрессий.

В более позднем палеозое и мезозое (если исключить особые "эвапоритовые" бассейны) продолжается сокращение роли доломитообразования, причем резкий скачок падает на конец юры — начало мела. Иногда это связывают с явлениями спрединга, приведшего к сокращению площади мелководных шельфов [Zenger, Dunham, 1980]. Возможно, что на изменение соотношения известковых и доломитовых осадков сказалось появление обильного известкового планктона.

В современных и молодых карбонатных отложениях океанов доломитовые кристаллы довольно обычны, но, как правило, в сколько-нибудь заметных количествах они встречаются лишь в мелководных лагунах внутри рифов или на других карбонатных отмелях. В пелагических осадках это единичные кристаллы, количество которых возрастает при обогащении осадков органическим веществом.

В целом же морское доломитообразование (включая диагенетическое) имеет две тенденции: затухание с течением геологического времени и уменьшение от мелководья в сторону глубокого моря.

КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ

В круг обсуждаемых в литературе вопросов, относящихся к проблеме кремненакопления, входят и источники поступления кремнезема в морские бассейны, его миграция, способы осаждения, преобразование одних минеральных форм кремнезема в другие и причины этих преобразований, влияние вулканизма на кремненакопление, физико-географические обстановки седиментации. Решение многих вопросов часто базируется не на каких-то однозначных фактах, а на косвенных данных, а иногда и попросту зависит от отношения того или иного исследователя к таким еще нерешенным общегеологическим проблемам, как, например, эволюция состава гидросферы или эволюция вулканизма в фанерозойской истории Земли.

Для сравнения раннегеосинклинального и современного океанического кремненакопления наибольший интерес представляют существенно радиоляриевые крем-

нистые породы — фтаниты и особенно яшмы, которые нередко параллелизуются с современными радиоляриевыми илами. Выяснение условий накопления этих пород сталкивается со значительными трудностями, связанными не только с трудностями проведения детального фацеального анализа с прослеживанием латеральных изменений осадков в геосинклинальных областях, но и с тем, что сами кремнистые породы либо изначально, либо из-за сильных вторичных изменений обычно лишены тех характерных признаков (текстурных, структурных, остатков бентосной фауны), по которым восстанавливаются условия седиментации. Хотя представления о гомологичности океанских кремнистых илов и геосинклинальных кремнистых пород вызывают сомнения, при изучении древних бассейнов должна учитываться та важная информация об общих закономерностях образования кремнистых осадков, которая получена в результате успешного изучения современных океанов и глубоководного океанического бурения.

ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Особенностям современного кремненакопления посвящено большое число работ, в том числе и обобщающих¹, поэтому кратко рассмотрим лишь основные положения представлений о современном кремненакоплении, а при характеристике кремнистых отложений обратим внимание на те их особенности, которые, с одной стороны, отражают черты сходства или отличия океанского и геосинклинального кремненакопления, а с другой — могут помочь реконструкции условий накопления геосинклинальных кремнистых толщ.

В современную эпоху кремненакопление сосредоточено в океанах и некоторых связанных с ними окраинных морях и заливах. Выделяются три субширотных пояса кремненакопления [Лисицын, 1966]: Южный (приантарктический) Экваториальный, прослеживающиеся во всех океанах, и Северный, отчетливо выраженный только в Тихом океане и включающий также окраинные моря (Берингово, Охотское и северную часть Японского). Ширина этих поясов колеблется в разных участках от нескольких сотен до первых тысяч километров при протяженности во многие тысячи километров. За пределами поясов кремненакопление в виде отдельных прерывистых полос и пятен отмечается вдоль западных побережий материков и некоторых внутриокеанических поднятий.

Источники кремнезема и способы осаждения. Основной формой существования SiO_2 в морской воде является растворенная ортокремневая кислота H_4SiO_4 . Содержание SiO_2 (от 0,01 до 11 ppm; минимальные значения в поверхностных, максимальные — в придонных водах) много ниже равновесной концентрации, поэтому химическая садка SiO_2 невозможна, а происходит лишь его биогенное извлечение и осаждение, причем в таких масштабах, что неизбежно встает вопрос об источниках кремнезема.

Попытки проследить цикл SiO_2 и подсчитать его баланс в морской воде делались неоднократно [Богоявленский, 1966; Heath, 1974]. Конечно, такие подсчеты достаточно условны и приближительны, но все же принципиальную картину, видимо, отражают. Из них следует: во-первых, что только ничтожная доля биологически извлекаемого из морской воды кремнезема фиксируется в осадках, а основная же его масса из-за растворения в толще воды и в поверхностном слое осадков возвращается во внутренний круговорот водоема, во-вторых, что поступление растворенного SiO_2 в океан обеспечивается главным образом речным выносом, а вулканический источник, включающий взаимодействие базальтов с морской водой и подводный гидротермальный вынос, имеет резко подчиненное значение.

¹ В отечественной литературе сведения о современном кремненакоплении суммированы в коллективных монографиях сотрудников ИО АН СССР [Тихий океан, 1970; Геология..., 1979, 1980], а также в ряде работ П. Л. Безрукова [1960], А. П. Лисицына [1966, 1978] и др.

В современную эпоху не отмечается связи областей кремненакопления с положением тех или иных источников поступления SiO_2 .

Так, при специальных исследованиях донных осадков близ устьев Амазонки, Колумбии, Ганга, Брахмапутры и других рек, поставляющих много растворенного кремнезема, обычно не устанавливается обогащение донных осадков кремнеземом. Не подтверждаются при этом и представления об абиогенном осаждении кремнезема при смешении речных и морских вод [Лисицын, 1978].

Не устанавливается и связь кремненакопления с базальтовым вулканизмом океанического ложа. Разрез осадочного чехла океанов, судя по скважинам *DSDP*, обычно начинается с металлоносных или карбонатных осадков, глинистых, вулканокластических накоплений, песчано-глинистых турбидитов (часть из этих отложений представляет собой относительно мелководные образования). Накопление же кремнистых толщ оказывается значительно оторванным от подводных вулканических излияний как во времени, так и в пространстве.

В настоящее время уже известны довольно многочисленные примеры подводного вулканогенного (гидротермального) выноса кремнезема (Красное море, ВТП, некоторые подводные горы Атлантики и Тихого океана, подводные части вулканов островных дуг). Но в одних случаях выносимый кремнезем образует не чистый кремнистый осадок, а кремнисто-железистый гель, в котором кремнезема содержится не более 45%, и в дальнейшем он расходуется на образование железистых смектитов. В других случаях гидротермальный кремнезем поглощается гидросферой, а обогащение органогенных кремнистых осадков такими компонентами, как Fe, Mn и некоторые малые элементы, наблюдаемое иногда в районах интенсивных проявлений гидротермальной деятельности, часто выявляется только при геохимических пересчетах.

Таким образом, основная масса растворенного кремнезема (каким бы путем он не попал в океан) оказывается обезличенной в динамическом резервуаре Мирового океана и переводится в осадок благодаря организмам с кремневой функцией. Основная роль в этом процессе принадлежит диатомовым водорослям, меньшая — радиоляриям и незначительная — силикофлагеллатам и кремневым губкам. Вследствие особенностей океанской циркуляции глубинные воды оказываются обогащенными SiO_2 и другими биогенными элементами, а их поступление в поверхностный слой, связанное с глобальными дивергенциями, а также с приматериковыми (Калифорнийский, Чилийско-Перуанский, Южно-Африканский) или локальными (например, у некоторых островов Гавайского архипелага) апвеллингами, определяет положение областей интенсивного расцвета кремний-аккумулирующего планктона и связанных с ними поясов и зон кремненакопления.

Возможность накопления кремнистых илов в областях повышенной продуктивности кремневого планктона определяется целым рядом факторов, главные из которых: 1) свойства растворимости опаловых скелетных остатков кремневых организмов; 2) соотношение с разбавляющими компонентами (терригенным и карбонатным материалом); 3) гидродинамический режим придонных вод.

Из-за растворения в толще морской воды в осадок попадает лишь незначительная часть кремнезема, продуцируемого организмами в поверхностном слое (чаще всего 1—10%). Кроме того, благодаря механическому разрушению и прохождению через пищевые цепи различных обитателей моря в осадках оказывается значительно больше детрита, чем целых панцирей. Размерность остатков кремневых организмов колеблется от пелитовой до алевроитовой (редко — песчаной), и кремнистые илы накапливаются только в обстановке, не препятствующей осаждению материала такой размерности.

Влияние разбавляющего материала приводит к широкому распространению осадков смешанного состава: глинисто-кремнистых и известковисто-кремнистых, чему способствует и сходная с кремнистыми илами гранулометрия тонкообломочного терригенного и планктоногенного карбонатного материала. В Северном

и Южном поясах кремненакопления роль разбавителя кремнистых осадков играет терригенный материал. Возможность накопления собственно кремнистых осадков зависит от темпов его поступления и удаленности источников. При обильном поступлении терригенного материала он может полностью подавлять кремне-накопление даже в зонах экстремально высокой биологической продуктивности, поэтому хотя и наблюдается общая тенденция формирования кремнистых осадков преимущественно в глубоководной обстановке, но не глубина сама по себе в конечном счете служит фактором контроля. В экваториальном поясе, где наряду с терригенным материалом велика разбавляющая роль остатков известкового планктона, глубина оказывает непосредственное влияние на возможность накопления кремнистых осадков: из-за растворения остатков карбонатного планктона в толще воды ниже уровня карбонатной компенсации накапливаются преимущественно органогенно-кремнистые, а выше — карбонатные илы.

Гидродинамика и рельеф дна оказывают заметное влияние на формирование кремнистых илов. Они, например, не встречаются в зонах волнового воздействия или в зоне действия сильных придонных течений, на подводных возвышенностях или крутых склонах. Основным механизмом осаждения служит оседание кремневой взвеси сквозь толщу морской воды с более или менее заметным перемещением поверхностными течениями или течениями, которые существуют в толще воды. Придонный транспорт сказывается на механической дифференциации осевших частиц, от незначительной вплоть до такой, которая в зоне действия контурных течений приводит к образованию хорошо отмытых песков, состоящих главным образом из радиолярий или спикул губок. В районах сильно расчлененного рельефа велика роль переотложения кремнистых осадков суспензионными потоками (типа турбидных).

Главные типы осадков. По составу преобладающих кремневых организмов выделяются диатомовые илы Северного и Южного поясов, а среди них илы, сложенные неритическими и океаническими комплексами диатомей, диатомово-радиоляриевые, радиоляриевые и специфические илы, сложенные преимущественно крупными тропическими диатомеями из рода *Этмодискус* (Экваториальный пояс), а также локально распространенные кремнево-губковые осадки. Характерно, что в осадках наряду с преобладающими в том или ином количестве присутствуют и остатки других кремневых организмов.

Современные кремнистые илы — это мягкие очень пористые осадки, с высоким (до 80—90% по объему) содержанием поровой воды. Окраска илов зеленовато-серая (гемипелагические восстановленные разности) или желтовато-коричневая, красная (окисленные пелагические разности). Пятнистое и полосчатое распределение разных тонов окраски свидетельствует о диагенетическом перераспределении компонентов осадка.

Глинистая примесь в кремнистых илах представлена смектитами и тем или иным количеством хлорита и гидрослюды, карбонатная — остатками наннопланктона и фораминифер. Примесь алеврито-песчаного материала может отсутствовать или представлена кварцем, полевыми шпатами, цветными минералами, рудными зернами, обломками пород; в областях современной наземной вулканической деятельности; в кремнистых илах много вулканического стекла. Из аутигенных минералов в гемипелагических илах обычен пирит, иногда встречается глауконит; в пелагических — отмечаются железомарганцевые микроконкреции.

В наиболее высококремнистых илах содержание валового SiO_2 достигает 76% при содержании свободного SiO_2 более 50%; они характеризуются низким содержанием Fe (0,15—1,0%), Mn (менее 0,01%), Ti (менее 0,1%). Содержание $C_{\text{орг}}$ невысокое: в приантарктических и экваториальных илах 0,18—0,30%, в Охотском море до 0,5—1%. Резко обогащены $C_{\text{орг}}$ и иногда фосфором некоторые диатомово-глинистые илы зон апвеллингов.

Кремнистые илы чаще всего имеют однородную текстуру с беспорядочным

распределением компонентов или неотчетливо выраженную линзовидную текстуру, связанную с некоторой сортировкой кремневых остатков или с характером распределения глинистой примеси. Характерны биотурбации. Иногда отмечаются очень тонкогоризонтальные текстуры. Для кремнистых илов, отложенных суспензионными потоками, характерны ритмично-слоистые текстуры с мощностью отдельных ритмов от нескольких до 100—150 см и с разделением слоев, обогащенных целыми раковинами, детритом, глинистым материалом.

При постседиментационных изменениях кремнистых илов, связанных с захоронением, многие их признаки и свойства изменяются. Происходит литификация илов. Органогенная структура в одних случаях может хорошо сохраняться, в других частично или даже полностью уничтожается, что связано с многообразием условий, влияющих на растворимость органогенного кремнезема (одни виды растворяются лучше, другие хуже, детрит растворяется лучше целых раковин, различен ход растворения и кристаллизации в присутствии тех или иных примесей и пр.). Опаловый кремнезем трансформируется в кристобалит (опал-СТ), а затем в кварц (халцедон). Происходит перераспределение вещества, что часто приводит к обогащению пород кремнеземом. Постседиментационные преобразования по-разному сказываются и на текстурных признаках осадков-пород: в одних случаях они затушевываются, в других, наоборот, подчеркиваются. Правда, для кремнистых пород нередко бывает трудно решить вопрос о первичности или вторичности тех или иных текстурных особенностей. В частности, это касается столь широко распространенной в кремнистых породах полосчатости. Чаще всего ее считают диагенетической, однако, вполне вероятно, что вторичные процессы (перекристаллизация, перераспределение вещества) только подчеркивают неоднородность осадка.

Обстановка осадконакопления. В областях интенсивного развития кремневого планктона кремнистые илы могут формироваться в пределах различных геоморфологических элементов ложа океана и его окраин. Однако их относительная роль и соотношения с другими типами осадков в разных обстановках неодинаковы. Можно выделить следующие группы отложений: пелагические и гемипелагические глубоководные, склоновые, шельфовые мелководные.

Абиссальные пелагические и гемипелагические осадки в широтных поясах повышенной биологической продуктивности формируются под действием трех главных факторов: осаждения биогенных кремнистых частиц, продуцируемых в поверхностных слоях воды, осаждения глинистой взвеси, переносимой течениями, и придонного транспорта дошедшего до дна осадочного материала различными гидродинамическими агентами (придонной квазистационарной циркуляцией, внутренними и приливными волнами, суспензионными потоками).

Выделяются две основные разновидности: обычные пелагические (и гемипелагические), возникающие в результате гравитационного оседания частиц в толще воды с незначительными следами придонного транспорта, и продукты перетолжения кремнистого материала, главным образом суспензионными потоками.

Первая разновидность осадков широко распространена как в поверхностном слое, так и в осадочном чехле океана. Это однородные осадки с беспорядочной текстурой, часто интенсивно биотурбированы. Они образуют обширные поля на дне глубоководных котловин. В Экваториальном поясе латерально замещаются глубоководными глинами, а на глубинах выше CCD — карбонатными пелагическими идами. На глубинах, близких к CCD, широко развиты смешанные карбонатно-кремнистые и глинисто-карбонатно-кремнистые илы. В районах проявления подводной эксгалятивно-гидротермальной деятельности (Восточно-Тихоокеанское поднятие) на значительном удалении от этих проявлений при геохимических пересчетах выявляется обогащение осадков (в том числе и кремнистых) Fe и Mn. В Южном и Северном поясах кремнистые осадки в направлении кон-

тинентов сменяются существенно терригенными, глинистыми и алеврито-глинистыми.

Толщи однородных кремнистых илов в областях стабильного осадконакопления достигают мощности 200 м и более, сменяясь в вертикальном разрезе существенно глинистыми или карбонатными толщами; в других районах они встречаются в виде маломощных пачек среди других типов осадков. В кремнистых осадках Экваториального пояса нередко встречаются карбонатные турбидиты, а в котловинах окраинных морей — терригенные и вулканокластические турбидиты и пепловые прослои.

Переотложение кремнистых осадков происходит в районах развития сильно расчлененного подводного рельефа. Многочисленные размывы и примеры переотложения кремнистых осадков течениями описаны в Южном поясе диатомовых илов и в Экваториальном поясе, где на дне встречаются многочисленные выходы палеогеновых и неогеновых отложений, с которых четвертичные кремнистые осадки смыты придонными течениями. Смытый материал рассеивается в виде плащеобразных покровов, а местами образует кумулятивные тела повышенной мощности [Скорнякова и др., 1971; Hollister et al., 1974]. Текстурные признаки переотложения неотчетливо выражены, и оно часто устанавливается на основании морфологических соотношений аккумулятивных тел с участками размыва, а также по смешению разновозрастных комплексов органических остатков.

Кремнистые осадки, переотложенные суспензионными потоками типа турбидных, имеют более отчетливо выраженные текстурные признаки. Примеры таких текстур в кремнистых илах описаны для Экваториального пояса как Тихого, так и Индийского океанов [Свальнов и др., 1978]. Отмечается ритмичное переслаивание осадков с резко различающимися 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. Мощность отдельных ритмов колеблется от нескольких сантиметров до 100—150 см.

Хорошо иллюстрирует значение турбидной седиментации в пелагических условиях разрез скв. 462 61-го рейса "Гломара Челленджера" во впадине Науру [Larson et al., 1981]. Скважина расположена в Экваториальном поясе современного кремненакопления, и ее разрез свидетельствует о существовании этого процесса в течение всего кайнозоя. Здесь пробурены следующие толщи (снизу вверх).

1. Базальты и диабазы с подчиненными прослоями осадочных пород, представленных черными и зеленовато-черными апогиалокластитовыми (?) аргиллитами и алевролитами, иногда с горизонтальной или косою слоистостью. Возраст — раннемеловой, пробурено 58 м.

2. Зеленовато-черные вулканокластические осадки (алевролиты, песчаники, брекчи), красновато-коричневые цеолитсодержащие аргиллиты и черные сланцы сеноман-маастрихтского возраста. Мощность 112 м.

3. Кремни, порцелланиты, мел и известняки; в верхней части — слабо литифицированные радиоляриевые и карбонатные илы; маастрихт—эоцен. Мощность 150 м.

4. Карбонатные и радиоляриевые илы позднеэоцен-плейстоценового возраста. Мощность 297 м.

Для двух верхних толщ характерно ритмичное чередование кремнистых, карбонатных и глинистых осадков. Мощность отдельных ритмов колеблется от 0,1 до 8 м. Авторы считают, что в образовании кремнистых и карбонатных осадков существенную роль играли турбидные потоки, а фоновым седиментационным процессом было накопление пелагических глин (в отдельные моменты

возможно, также и глинисто-радиоляриевых илов). Предполагается, что главная масса осадочного материала поступала во впадину Науру с юго-запада, по каньонам, рассекающим склоны плато Онтонг-Ява. Кремнистые и карбонатные илы, вероятно, первично формировались на разных гипсометрических уровнях. Другим возможным источником материала (для ритмов, в составе которых принимает участие обломочный материал, представленный остатками мелководной "известковой фауны" и вулканокластическими фрагментами) могли служить острова, атоллы и гайоты, располагавшиеся севернее и восточнее впадины. Основным поставщиком SiO_2 в осадки служили радиолярии. Их остатки обычно фрагментированы и сортированы. Обогащенные ими ритмы окрашены в различные оттенки коричневого цвета и состоят из сменяющих друг друга радиоляриевых илов, радиоляриевых глин и глин с остатками радиолярий.

Примеры ритмично построенных толщ, свидетельствующие о большой роли турбидной седиментации, известны и в Атлантике. В скв. 386, пробуренной (43-й рейс "Гломара Челленджера") [Tucholke et al., 1979] в районе Бермудского поднятия, эоцен-олигоценые отложения в интервале 150—620 м сложены чередующимися толщами терригенных, кремнистых, карбонатных турбидитов и гомогенных глинисто-радиоляриевых илов. Формировались они в гемипелагической обстановке, на глубинах, близких к CCD. Толща кремнистых турбидитов имеет мощность около 90 м и состоит из нескольких десятков ритмов, мощностью от 10 до 200 см (чаще всего 30—40 см). Отмечаются вариации в строении отдельных ритмов; в обобщенном виде последовательность слоев снизу вверх можно представить в следующем виде: 1) песчанистые или алевролитистые радиоляриево-спикуловые глины содержат примесь обломочного терригенного и биогенного карбонатного материала, чаще горизонтально слоистые, реже массивные или с градационным сложением; 2) тонкослоистые, иногда косослоистые радиоляриевые глины с примесью спикул и остатков карбонатного планктона; 3) гомогенные радиоляриевые глины с примесью спикул и карбонатного материала, постепенно переходят в 4) пятнистые (биотурбированные) известковистые (наннопланктон) глины с примесью радиолярий и редких спикул; 5) пятнистые, интенсивно биотурбированные глины.

В целом это не совсем обычная для турбидитов последовательность; предполагается, что они возникли в результате переработки пелагических осадков, вероятно, первоначально накопившихся на разных гипсометрических уровнях.

По направлению к континенту кремнистые отложения сменяются преимущественно карбонатными и терригенными (в том числе глинистыми), а на мелководье — карбонатными биогенно-обломочными отложениями.

В этом же районе, но в нижележащих меловых черных и зеленовато-серых глинистых сланцах встречены прослои радиоляриевых песков. Мощность их 0,5—3 см (до 10 см), они имеют резкие контакты с вмещающими породами (верхний контакт иногда постепенный). Они обычно неслоистые, но под микроскопом видно, что некоторые пласты в нижних частях состоят из обильных перекристаллизованных радиолярий, а в верхних — из микрозернистого кварца, в котором иногда заметны лишь фрагменты радиолярий. Считается, что возникновение этих прослоев связано с периодическим увеличением продуктивности кремневого планктона и переотложением осадков течениями (возможно, турбидными потоками).

Отложения склонов и их подножий тесно связаны с гемипелагическими и пелагическими отложениями примыкающих к ним глубоководных котловин. По существу, описанные выше примеры приконтинентальных кремнисто-турбидитных толщ являются переотложенными склоновыми отложениями. Сами же склоны океанических впадин (приконтинентальные, островные, внутриокеанических поднятий) и их подножия могут быть местом развития кремнистых илов, как образованных обычным путем оседания взвеси, так и под действием течений и суспензионных потоков.

На континентальных и островодужных склонах устойчивое накопление тонких

осадков происходит лишь в отдельных внутрисклоновых депрессиях на террасах с затишными условиями придонных вод и при отсутствии возможностей гравитационного сноса осадочных масс. Поэтому распространение кремнистых (преимущественно кремнисто-глинистых) осадков отличается пятнистостью. Большую роль в их формировании играют процессы придонного транспорта (течения, различные суспензионные потоки), отмечаются оползневые явления. Из-за обычно сильной расчлененности склонов, сложной картины распределения течений и неравномерности процессов переотложения склонового и принесенного с шельфов материала кремнистые осадки находятся в сложных взаимоотношениях с терригенными осадками и участками отсутствия осадконакопления. У подножия континентальных склонов, где происходит разгрузка поступающего с них материала, эта пестрота в распределении фаций заметно сглаживается, как считается, во многом благодаря вдольсклоновым (контурным) течениям. Кроме того, подножия склонов часто находятся на глубинах ниже CCD, что уменьшает роль карбонатного материала.

В современную эпоху кремнеотложение на склонах сильно подавлено терригенной и карбонатной седиментацией. Здесь, правда, встречаются, относительно чистые кремнистые илы, сходные по своему составу (но с заметной ролью остатков кремневых губок) с глубоководными пелагическими и гемипелагическими осадками. Обычно — это различные микриты, состоящие из смеси в различных пропорциях терригенного (обломочного алевроито-песчанистого и глинистого), планктонного и бентосного, карбонатного и кремнистого компонентов.

Отметим, что переотложение кремнистых осадков турбидными потоками на склонах иногда осуществляется не только с относительно тонкозернистым и пелитовым материалом, но и с грубообломочным в результате катастрофического его выноса.

Так, в скв. 469, пробуренной в 63-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" [Yeats et al., 1981] непосредственно у подножия склона Калифорнийского континентального бордерленда, описана ритмичная толща песчаников и брекчий, состоящих из вулканокластических обломков с фрагментами мелководной фауны (морские ежи, двустворки, мшанки). Цементом служит пелитоморфный кремнистый материал с примесью карбоната и глины. Этот же материал образует прослой мощностью в несколько сантиметров внутри единого ритма и, видимо, он был захвачен потоком грубообломочного материала при его движении по склону.

Из специфических склоновых фаций следует отметить кремнево-спикуловые, связанные с обильным развитием кремневых губок на участках с высокой подвижностью вод и с обильной органической взвесью в верхней части склона и у края шельфа. Они описаны вблизи Антарктиды, Курильских и Командорских островов и в некоторых других местах.

Шельфовые кремнистые отложения в современную эпоху имеют еще меньшее распространение, чем склоновые или отложения подножий склонов. Они широко развиты только на шельфе Антарктиды и на шельфах Охотского и Берингова морей, где представлены глинисто-диатомовыми илами, накапливающимися в условиях слабого терригенного питания. В условиях исключительно высокой биологической продуктивности зон апвеллингов (Перуанско-Чилийского, Юго-Западной Африки) на шельфах формируются специфические фации глинисто-диатомовых и терригенных обломочно-глинистых илов, обогащенных фосфатом и органическим веществом [Батурия, 1978]. Кремнистые отложения накапливаются в средней части шельфа вне зоны активного волнового воздействия; вблизи внешнего края шельфа их накоплению препятствует повышенная гидродинамика придонных вод. Шельфовые кремнистые илы состоят из неретических комплексов диатомей с примесью океанических видов, заносимых сюда течениями, спикул кремневых губок, радиолярий. Обычна глинистая и алевроито-песчанистая примесь, нередко встречается примесь растительного детрита, а вблизи островных дуг —

примесь пепла. Присутствуют остатки бентосной фауны. Шельфы характеризуются значительной пестротой фаций, и кремнистые осадки здесь быстро сменяются различными терригенными, а также участками отсутствия осадконакопления или размыва.

В прошлом шельфовые кремнистые осадки несомненно были распространены более широко, чем современные, и среди них встречаются высококремнистые разновидности. Ими сложены довольно мощные толщи в составе третичных (эоцен—плиоцен) отложений по окраинам северной части Тихого океана: на Камчатке, Курильских и Командорских островах, на Сахалине, в Японии, на Американском побережье. Например, на Камчатке туфо-кремнистые комплексы, в которых кремнистые породы играют значительную роль, достигают мощности 3000 м [Гречин, 1976]. Кремнистые отложения формировались здесь в условиях приостровных шельфов на глубинах 200—500 м. Характерна ассоциация кремнистых пород с пепловыми туфами, нередко рассеянная примесь пирокластического материала присутствует и в кремнистых породах. Кремнистые осадки сложены преимущественно остатками диатомовых водорослей с примесью радиолярий и кремневых спикул. Характерны интенсивные биотурбации, текстуры обычно беспорядочные, иногда неотчетливо выраженные линзовидные, отмечаются следы взмучивания, микроползневые явления.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ

Кремненакопление — весьма распространенный седиментационный процесс в геосинклиналях. Кремнистые отложения развиты в различных структурно-фациальных зонах и на разных этапах развития мезозойских и палеозойских геосинклинальных систем. При этом достаточно велико и разнообразие типов кремнистых пород и их ассоциаций с другими типами пород и латеральных взаимоотношений кремнистых формаций с другими формациями. Для раннегеосинклинальных этапов обычны яшмы и фтаниты. Они нередко входят в состав офиолитовых комплексов. Наиболее типична для них ассоциация с основными эффузивами, а по латерали кремнисто-эффузивные формации сменяются различными кремнисто-карбонатными, кремнисто-терригенными, кремнисто-туфовыми. Привлекает к себе внимание не только приуроченность яшм и фтанитов к раннегеосинклинальным стадиям, осадконакоплению которых нередко приписывается океаническая природа, но и тот факт, что это типично геосинклинальные породы, не встречающиеся на платформах, и то обстоятельство, что они не известны в отложениях моложе позднемеловых (возможно, раннекайнозойских).

Раннегеосинклинальным кремнистым формациям посвящена обширная литература, но не все стороны проблемы геосинклинального кремненакопления освещаются с одинаковой полнотой. Обычно разбираются наиболее общие вопросы, такие, как структурно-формационная принадлежность тех или иных кремнистых толщ, влияние вулканизма на кремненакопление, биогенная или абиогенная его природа и т.д. Что же касается вопросов механизма накопления осадков, структурно-текстурных признаков, отвечающих тем или иным фациальным условиям формирования, то для кремнистых пород они освещены хуже, чем например, для терригенных или карбонатных. Все же попробуем проанализировать особенности древнего геосинклинального кремненакопления с тех же позиций, что и современного.

Пространственное размещение геосинклинальных мезозойских и палеозойских радиоляриевых кремнистых пород имеет иную картину, чем субширотное положение современных поясов кремненакопления. Оно соответствует простиранию геосинклинальных систем и обычно не выходит за их пределы.

Мезозойские кремнистые отложения концентрируются в основном в двух поясах: в зоне Тетиса и в Тихоокеанском обрамлении [Grunau, 1965; Хворова, 1968а, б]. Первый пояс прослеживается от Испании и Марокко до Новой Гвинеи.

Протяженность его 15 тыс. км, а ширина может быть определена лишь приблизительно из-за сложной покровной тектоники: считается, что она колеблется от 100 до 1—1,5 тыс. км. Геосинклинальный бассейн имел сложную морфологию и состоял из трогов (депрессий), разделенных подводными и надводными вулканическими и невулканическими поднятиями, что приводило к контрастному распределению осадков в пределах пояса. Поэтому и кремнистые отложения не имеют сплошного распространения, а приурочены к отдельным седиментационным бассейнам, сменяясь в других накоплением глубоководных глинистых и карбонатных осадков, терригенных (нередко флишoidных) или туфогенных отложений; на поднятиях широко распространены карбонатные, часто очень мелководные отложения. Кремненакопление в пределах пояса несинхронно: в одних трогах оно охватывает почти весь юрский период, а в других сосредоточено в поздней юре или позднем мелу.

Тихоокеанский пояс мезозойского кремненакопления прослеживается вдоль как западного, так и восточного обрамления океана, т.е. имеет не субширотную, а меридиональную ориентировку. На западе раннегеосинклинальные кремнистые формации известны в Новой Зеландии, на Филиппинах, в Японии, на Сихотэ-Алине и в Корякско-Камчатской складчатой области. На восточной окраине океана прослеживаются на Аляске, в Калифорнии и предгорьях Сьерры-Невады, в Гватемале. Так же, как в поясе Тетис, кремнистые осадки Тихоокеанского обрамления не образуют сплошной полосы, а приурочены к отдельным бассейнам седиментации, в пределах которых возраст их неодинаков (от триаса до позднего мела). В отличие от Тетиса, в этих бассейнах карбонатакопление либо почти отсутствует, либо играет подчиненную роль, но зато интенсивно развиты процессы терригенного в вулканотерригенного осадконакопления. Для обоих поясов большинство исследователей отмечают связь кремненакопления с основным эффузивным вулканизмом, хотя и по времени оно захватывает больший временной интервал, чем проявление эффузивной деятельности, и латерально кремнистые толщи выходят за пределы распространения собственно эффузивных образований.

В палеозое раннегеосинклинальные кремнистые отложения также распространены весьма широко, но восстановить картину их первоначального размещения затруднительно. Большинство палеозойских кремнистых формаций расположено в северном полушарии, где они протягиваются в виде сравнительно узких поясов в соответствии с простиранием герцинских и каледонских геосинклиналей, т.е. имеют различную ориентировку. Британские острова, Скандинавия, Центральная и Западная Европа, Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Монголия, Алтае-Саянская складчатая область, Сахалин, Япония — вот основные районы распространения этих формаций на Евразийском материке. В Северной Америке они известны в Кордильерах, в горах Уачита, в Аппалачах, на Ньюфаундленде. Все эти районы в целом сосредоточены в пределах широкой полосы, расположенной в умеренных широтах северного полушария. В южном полушарии раннегеосинклинальные кремнистые формации известны в Тасманской геосинклинали Австралии и в Патагонии. Возраст проявления кремненакопления в пределах отдельных палеозойских геосинклиналей колеблется от кембрия до карбона и перми, однако главными эпохами кремненакопления считаются кембрий, ордовик, силур и девон.

Несмотря на сложности палеозойских палеогеографических реконструкций, вряд ли приходится сомневаться, что геосинклинальные бассейны по площади много меньше современных океанов и что они имеют столь же сложную морфологию, как и мезозойские. Отличительной их особенностью является ассоциация кремнистых пород со спилитами и значительное развитие фтанитов, которые преобладают над яшмами.

Источники кремнезема. Вопрос о вулканическом источнике кремнезема — один из основных в проблеме происхождения геосинклинальных кремнистых отложений. Существование этого источника ни у кого не вызывает сомнений. Однако его роль в

формировании кремнистых пород различными исследователями оценивается по-разному.

Одни исследователи развивают идею о генетической связи кремненакопления с основным вулканизмом (в основе ее лежит факт частого сонахождения кремнистых пород с офиолитами) и придают вулканическому источнику основное значение. Поступление кремнезема объясняется присутствием на дне моря горячих источников, диффузией из лавовых покровов, взаимодействием горячей лавы с морской водой, разложением пепла. О подводном эксгалятивно-гидротермальном выносе могут свидетельствовать полевые наблюдения, главные из которых следующие. Нередко по всей толще эффузивных пород, с которыми ассоциируют яшмы и фтаниты, отмечаются следы движения кремнистых растворов в виде гематитово-кварцевых прожилков, а сами эффузивы неравномерно импрегнированы кремнеземом и гематитом. Иногда в спилитах встречаются гейзеритоподобные яшмо-кварциты, по-видимому отмечающие места выходов термальных источников. В пользу гидротермального выноса, по-видимому, говорит кварцево-гематитовый метасоматоз, наблюдаемый в палеозойских рифогенных известняках Южного Урала [Хворова, 1979], развитых на том же стратиграфическом уровне и в тех же районах, что и яшмы. И в яшмах, и в известняках здесь, кроме того, наблюдается марганцевое оруденение. Что касается других источников, то непосредственные наблюдения, свидетельствующие об их значимости, обычно отсутствуют. Вынос кремнезема при взаимодействии эффузивов и пеплов с морской водой подтверждается экспериментами, диффузия из лавовых покровов доказывается расчетами.

Другие исследователи, признавая вулканический источник кремнезема, отводят ему подчиненную роль, а ведущим в балансе SiO_2 в морской воде считают континентальный сток. Здесь нет возможности рассматривать аргументы и суждения сторонников той или иной точки зрения. Это сделано ранее И.В. Хворовой [1968б]. Критический разбор разных точек зрения при современном состоянии изученности проблемы позволил отдать предпочтение точке зрения о непосредственной связи кремненакопления с вулканическим источником SiO_2 , связанным со специфическим основным вулканизмом геосинклинальных областей прошлого. Действительно, масштабы проявления подводной вулканической деятельности в сравнении с размерами бассейнов в геосинклиналиях несравненно выше, чем в современных океанах, что, конечно, могло привести к значительному увеличению доли вулканогенного кремнезема в общем балансе поступления его в морской бассейн. Можно предположить, что морфологические особенности геосинклинальных бассейнов препятствовали созданию столь мощной глобальной циркуляции вод, как это наблюдается в современных океанах, и столь явному отрыву осаждения кремнезема от источников его поступления.

Более широкое пространственное и временное распространение кремнистых отложений по сравнению с собственно эффузивными образованиями в геосинклинальных бассейнах может объясняться значительной ролью эксгаляционно-гидротермального выноса SiO_2 . Геохимическую специализацию яшм и фтанитов и пространственное размещение кремнистых формаций в каледонидах Центрального Казахстана Т.Н. Хераскова [1979] объясняет поступлением гидротермальных растворов по конседиментационным разломам, существовавшим в зоне сочленения континентальных и геосинклинальных структур или разделяющим блоки с различным характером развития.

Механизм осаждения. Различные взгляды высказываются не только по вопросу об источниках и способах поступления кремнезема, но и о механизме его осаждения в морских условиях. Одни исследователи считают биологическое извлечение SiO_2 единственным способом формирования кремнистых осадков, другие придают существенное значение неорганическому осаждению, третьи считают возможным совместную биогенно-хемогенную садку, четвертые признают возможность

хемогенной садки кремнезема в районах расположения подводных вулканов или выходов гидротерм, но сильно ограничивают ее территориально.

Надо признать, что ни одна из этих точек зрения в применении к древним геосинклиналям не имеет прямых и однозначных доказательств, которые заставили бы считать ее единственно верной. Оценивая эти точки зрения с позиций личного опыта изучения современных и древних отложений океанов, молодых и древних геосинклиналей, авторы склонны считать биогенную садку кремнезема преобладающей и в океанах, и в геосинклинальных бассейнах. С позиций преимущественно биогенной природы SiO_2 большинства кремнистых осадков и его последующей трансформацией легче всего объяснить многие особенности геосинклинальных кремнистых пород. С другой стороны, возможности для хемогенной садки кремнезема в геосинклинальных бассейнах, по-видимому, были более широкими. Это связано со спецификой морфологии геосинклинальных бассейнов, состоящих из системы глубоких депрессий, разделенных поднятиями. Именно на дне таких депрессий могут создаваться условия, которые при интенсивной подаче SiO_2 снизу могли приводить к его хемогенной садке.

Главные типы осадков (пород). Наиболее характерными типами кремнистых пород для раннегеосинклинальных формаций являются яшмы и фтаниты.

Яшмы окрашены в различные оттенки красного цвета, что определяется преобладанием в их составе окисных форм железа в виде тонко распыленного гематита (гётита). Встречаются и полосчатые разности: красные прослои в них чередуются с желтыми, лиловыми, зелеными. Полосчатость связана с неравномерным распределением железа, иногда вызванным его постседиментационным перераспределением; зеленый цвет обычно обусловлен примесью хлорита и преобладанием закисной формы железа. Иногда, впрочем, породы с одинаковым соотношением окисного и закисного железа могут иметь и красный и зеленый цвет. Различие окраски в таком случае, по-видимому, связано с различной относительной размерностью и плотностью пигментирующего материала. По кливажу в яшмах обычно наблюдаются налеты гидроокислов марганца. Изредка встречаются темно-коричневые (до почти черных) яшмы, что связано с обогащением их марганцем, а не органикой, как во фтанитах.

Яшмы либо массивные, толстонапластованные (от 10 см до 0,5—1 м) с рассланцованными разностями, обогащенными глинистым материалом и гематитом на плоскостях пластовой отдельности, либо тонкогоризонтально-слоистые с мощностью отдельных слоев от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Обычно яшмы состоят из довольно однообразной микро- или криптокристаллической халцедоно-кварцевой массы с различным количеством остатков радиолярий; в одних слоях они редко рассеяны, в других — являются основным породообразующим компонентом. Сохранность радиолярий иногда исключительно хорошая, но чаще это "шарики" — слепки с раковин, образованные кварцем, халцедоном, или, что много реже, новообразованным хлоритом. Изредка встречаются очень тонкие спикеры губок.

В яшмах нередко удается наблюдать чередование слоев, обогащенных радиоляриями и почти без них, а также слоев то лучше, то хуже раскристаллизованных (часто такое чередование носит линзовидный и микролинзовидный характер). В одних случаях это может объясняться сортировкой биогенного материала (целые раковины и детрит), в других — вариациями в количестве примеси (главным образом глинистой). И то, и другое приводит к различному ходу трансформации кремнезема в постседиментационную стадию.

Помимо пластовых тел, яшмы образуют мелкие, обычно неправильной формы линзовидные тела и желваки в эффузивных породах. Чаще всего они сходны с пластовыми яшмами и по составу, и по структуре и представляют собой кремнистый осадок (возможно, уже частично литифицированный), захваченный лавовым

потоком. Но среди них наблюдаются и специфические образования с плейчатосферолитовой и сферолитовой текстурой, по внешнему облику иногда напоминающие гейзериты (гематит-кварцевые яшмо-кварциты и сферолитовые яшмы). Размеры сферолитов, сложенных радиально-лучистым халцедоном, 0,3—3 мм, иногда до 6—8 мм в диаметре. Гематит в них содержится в основной криптозернистой массе, в которой иногда к тому же много окислов марганца. Подобные образования обычно считаются хемогенными.

Химический состав яшм характеризуется высоким содержанием SiO_2 (до 96—97%), большими значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, повышенным по сравнению с другими кремнистыми породами содержанием марганца, отсутствием углерода и ничтожным количеством фосфора, а также, как указывалось, преобладанием закисной формы железа над окисной.

Яшмы обычно бескарбонатны. Терригенная песчано-алевритовая примесь в них чаще всего отсутствует, лишь изредка отмечаются полевые шпаты, кварц, рудные минералы. Иногда в яшмах присутствует примесь пирокластического материала, представленного осколками полевых шпатов, эффузивов, вулканического стекла (особенно характерна для яшм Тихоокеанского мезозойского пояса).

Кроме чистых яшм, довольно широко развиты глинистые их разновидности; глинистая примесь образована в основном гидрослюдой или хлоритом. С увеличением глинистой составляющей породы переходят в красные и зелено-красные кремнистые аргиллиты.

Фтаниты внешне резко отличаются от яшм темной окраской; это почти черные или темно-серые породы с синеватым, коричневым или зеленоватым оттенком. Их окраска зависит от несколько повышенного содержания органического вещества и закисных форм железа. Нередки полосчатые разновидности (тонкое чередование черных, серых, почти белых разностей).

Несмотря на различия в цвете, основной минеральный состав, структурные, текстурные признаки и стратификация у фтанитов и яшм весьма сходны. Как и яшмы, фтаниты состоят из однородной массы микро-криптокристаллического кварца и халцедона с варьирующим от незначительного до обильного количества радиолярий. Для многих фтанитов также характерно чередование (часто микролинзовидное) слоев, состоящих из то лучше, то хуже раскристаллизованного кремнезема, и слоев, неравномерное обогащенных радиоляриями. Кроме того, в них часто присутствуют отдельные линзочки или слои, обогащенные глинистым материалом или органическим веществом, нередко наблюдаются фосфатные линзочки, прослойки и конкреции.

От яшм фтаниты отличаются некоторыми особенностями химического состава: преобладанием закисной формы железа, в среднем повышенным значением фосфора и углерода и ничтожным — марганца.

Фтаниты представлены как чистыми, так и глинистыми разновидностями, развитыми более широко, чем глинистые яшмы. Глинистая примесь гидрослюдистая или гидрослюдисто-хлоритовая, и при ее большом количестве порода переходит в черный кремнисто-глинистый сланец или кремнистый аргиллит. Во фтанитах чаще встречается и примесь алевро-псаммитового терригенного и пирокластического материала, а также карбонатные разновидности. Среди геосинклинальных кремнистых пород иногда бывают разновидности, внешне сходные или с яшмами, или с фтанитами, но в которых осадкообразующими служат не радиолярии, а спикулы кремневых губок.

Обстановки осадконакопления. Поскольку геосинклинальные кремнистые породы (яшмы, фтаниты) первично представляли собой существенно радиоляриевые осадки, то условия, способствующие их накоплению, и сам механизм формирования осадков не должны сильно отличаться от таковых для современных кремнистых илов. Как уже говорилось, основными условиями, способствующими накоплению кремнистых илов, являются: интенсивное развитие кремнийаккумулирующего

планктона, пониженная гидродинамика придонных вод, отсутствие разбавляющего влияние терригенного и карбонатного материала.

В современную эпоху условия для накопления высококремнистых илов реализуются главным образом в пелагических глубоководных частях океана и в глубоководных котловинах окраинных морей, что связано, с одной стороны, с большими массами терригенного материала, поступающего в современную эпоху с континентов, а с другой — с низким положением уровня карбонатной компенсации.

В геосинклинальных бассейнах эти условия могли реализоваться в других обстановках, но кремнистые породы сами по себе содержат от них неполную информацию. Представления о палеогеографии бассейнов, где накапливались кремнистые осадки, могут быть получены только при изучении всего комплекса развитых в нем отложений, на основе формационного анализа с выделением парагенетических ассоциаций пород, вертикальных и горизонтальных рядов формаций. Лучше всего в этом смысле изучены кремнистые формации Средиземноморской части Тетиса [Обуэн, 1967], Урала [Формации ..., 1978; Хворова, 1979], Казахстана [Хераскова, 1979], Калифорнии [Baily et al., 1964] и некоторых других районов. У нас нет возможности приводить описание конкретных формаций и их взаимоотношений в отдельных геосинклиналях. Воспользуемся только основными выводами, следующими из формационного анализа раннегеосинклинальных формаций различных геосинклиналей, которые отражают наиболее общие черты палеогеографических обстановок формирования кремнистых толщ.

Согласно большинству палеогеографических реконструкций, раннегеосинклинальные бассейны представляли собой бассейны, значительно уступающие по размерам современным океанам и состоящие из ряда линейно вытянутых депрессий (трогов), разделенных как вулканическими, так и невулканическими поднятиями. Они могут непосредственно примыкать к континентальной суше, отделяясь от нее континентальным склоном и шельфом, или граничить с эпиконтинентальными морями, отделяясь от них системой поднятий и островных гряд. Сложность рельефа геосинклинальных бассейнов предопределяла и контрастность распределения в них осадков, а неодинаковый ход развития разных частей геосинклиналей приводил к сложному пространственному и временному взаимоотношению тех или иных ассоциаций пород, тех или иных формаций. И все же существуют наиболее типичные для ранних стадий развития геосинклиналей ассоциации кремнистых пород с другими [Хворова, 1979]. Это собственно яшмовая, эффузивно-яшмовая, яшмово-туфовая (с различной долей тефроидов и вулканокластических образований), яшмово-терригенная (песчаники, аргиллиты), карбонатно-яшмовая. Эти ассоциации встречаются в различных сочетаниях. Известны следующие их ряды: вертикальные (временные): 1) эффузивно-яшмовая — яшмовая — карбонатно-яшмовая (часто отсутствует); 2) эффузивно-яшмовая — яшмово-туфовая; латеральные ряды: 1) яшмовая — яшмово-туфовая; 2) яшмовая — яшмово-аргиллитовая — яшмово-песчаная; 3) яшмовая — яшмово-карбонатная.

В принципе сходные ассоциации образуют и фтаниты, но они отличаются рядом особенностей. Для мезозойских геосинклиналей они не очень характерны и обычно тяготеют к краевым зонам. В палеозое фтанитовые ассоциации более разнообразны, и фтаниты здесь нередко занимают место яшм в тех или иных ассоциациях. Вообще же для фтанитов более характерны различные терригенные и карбонатные ассоциации, тогда как для яшм — эффузивные и туфовые.

В геосинклиналях могут быть выделены следующие типы кремнистых осадков: пелагические депрессионные относительно глубоководные, склоновые и подножий склонов (для внутри- и окраинно-геосинклинальных поднятий и для континентальных склонов), шельфовые мелководные.

В пелагической обстановке формируются эффузивно-яшмовая и собственно яшмовая ассоциации. Кремнистые осадки накапливаются и в период наиболее активной эффузивной деятельности и, что наиболее характерно, после ее

завершения, образуя довольно мощные однородные толщи, залегающие непосредственно над эффузивами и по латерали выходящие за поля распространения эффузивов.

Считается, что эти формации в большинстве своем накапливались в глубоководных внутригеосинклинальных трогах. Вопрос об абсолютных глубинах дискусионен — называются цифры от 1000 до 5000 м [Grunau, 1965]. Представления об абиссальных глубинах основаны главным образом на факте бескарбонатности яшм, что связывается с растворением карбоната ниже уровня карбонатной компенсации, положение которого принимается близким к современному, а это нельзя считать доказанным. К тому же поступление CO_2 и других кислотных газов при подводной гидротермально-фумарольной деятельности могло препятствовать карбонатакоплению как в глубоководной, так и в мелководной обстановках. Ряд косвенных геологических данных указывает скорее на батиметрические, чем на абиссальные условия формирования кремнистых толщ. Однозначно решить вопрос о батиметрии геосинклинальных трогов не представляется возможным, и можно говорить лишь об относительной их глубоководности.

Основной механизм накопления — осаждение остатков кремневого планктона сквозь толщу морской воды с незначительным участием придонной транспортировки. Слои яшм часто имеют массивную текстуру, толстонапластованы. Обычно яшмы чистые, лишенные как карбонатного, так и обломочного терригенного и вулканогенного материала; иногда отмечается примесь гялокластов. Сортировка органических остатков по крупности обычно совершенно отсутствует, но иногда имеет неотчетливо выраженный микролинзовидный характер, как и относительное обогащение глиной или гематитом. В разрезе могут чередоваться разности, то более, то менее обогащенные этими примесями.

В пелагической относительно глубоководной обстановке формировались и некоторые карбонатно-яшмовые и туфово-яшмовые ассоциации. Кремнеаккумуляция здесь представляла собой непрерывный как бы фоновый процесс, а привнос тонкого карбонатного материала (известняки здесь, как правило, пелитоморфные) с внутригеосинклинальных поднятий осуществлялся суспензионными потоками. Тонкообломочные туфы в туфово-кремнистых формациях могли быть как продуктами пеплопадов, так и отложенными дистальными частями турбидных потоков.

Отложения склонов и их подножий представлены различными кремнисто-карбонатными, кремнисто-терригенными и кремнисто-вулканогенно-обломочными (туфовыми, туффитовыми, вулканотерригенными) формациями.

Кремнисто-терригенные и некоторые кремнисто-карбонатные формации тяготеют к окраинным частям геосинклинальных бассейнов, не отделенным от континентальной суши какими-либо барьерами. Кремнисто-вулканогенно-обломочные связаны как с внутри-, так и с внешнегеосинклинальными поднятиями. К невулканическим внутригеосинклинальным поднятиям приурочены кремнисто-карбонатные формации, но их роль в разных геосинклиналях сильно неравнозначна. Так, они очень характерны для мезозойского пояса Тетиса, менее распространены в палеозойских геосинклиналях и практически не встречаются в мезозойских геосинклиналях Тихоокеанского обрамления.

В целом при формировании отложений склонов и их подножий велика роль придонного транспорта и переотложения различными гравитационными потоками (турбидными, зерновыми и пр.). В узких внутригеосинклинальных трогах шлейфы выноса материала с окаймляющих их поднятий могут сливаться, не оставляя места для собственно пелагической седиментации.

Механизм накопления кремнистых осадков в условиях склонов и их подножий может быть различным. Во-первых, они накапливаются путем оседания частиц сквозь толщу морской воды в отдельных внутрисклоновых депрессиях в затишных условиях и у подножия склона, в перерывах между поступлением больших масс

обломочного или карбонатного материала, приносимого суспензионными потоками или отлагавшегося контурными течениями. В этом случае они имеют все признаки пелагических кремнистых отложений, разве что следы незначительной придонной переработки материала выражены более отчетливо, и в осадках содержится гораздо больше спикул кремневых губок. Во-вторых, в кремнистых породах обычны слоистые текстуры, которые свидетельствуют о более интенсивном придонном перемещении осадков, приводящем к сортировке кремнистого материала по зернистости, к отделению пелитовой составляющей и к образованию слоек, обогащенных глиной и гематитом (яшмы) или углисто-глинистым веществом (фтаниты), т.е. таких текстур, которые могут быть интерпретированы как образованные сильными придонными течениями (контурными).

Радиоляриевые контуриты описаны, например, И.В. Хворовой [1979] среди кремнистых пород Сакмарского аллохтона. Они представляют собой чередование слоев толщиной от долей сантиметров до 10—20 см, обогащенных радиоляриями (радиоляриевый песок), состоящих из раковинного детрита, сложенных микрокристаллическим SiO_2 и обогащенных глинистой примесью. Контакты слоев резкие, местами неровные, со следами размыва и мелкими знаками внедрения; отмечается линзовидное строение некоторых тонких прослоев. Сходные текстуры описаны Г.Н. Херасковой [1979] для кремнистых пород (яшмы и фтаниты) из кембрийско-ордовикских отложений Центрального Казахстана. Вообще подобные текстуры типичны для геосинклинальных кремнистых отложений, сформированных на склонах и у их подножий, но их генетическая интерпретация не всегда однозначна.

Предполагается, что в формировании кремнистых отложений склонов и их подножий определенную роль должны играть и суспензионные потоки. Так, кремнистые и глинистые сланцы Нераида гор Отрис (Греция), представляющие собой глинистые радиоляриты и обладающие многими чертами, свойственными турбидитам, считаются продуктами переотложения суспензионными потоками кремнистых осадков, первоначально накопившихся на склоне подводного внутриокеанического хребта [Nisbet, Price, 1974]. Наиболее типичным элементом слоистости является следующая повторяемость: массивная текстура в основании и в кровле и тонкогоризонтально-слоистая в средней части слоя. Зоны перехода иногда имеют сетчато-линзовидную и косослоистую текстуру. Эти элементы связаны постепенными переходами в пределах слоев мощностью от 15 до 46 см.

Примеры слоистых текстур кремнистых пород, интерпретируемые как результат деятельности суспензионных потоков, можно найти и в других геосинклиналях, но вопрос о степени распространенности "чистых" кремнистых турбидитов остается открытым из-за сложности их диагностики.

Шельфовые относительно мелководные отложения представлены главным образом кремнисто-терригенными и кремнисто-карбонатными формациями. Фтаниты в них имеют большее значение, чем яшмы. В отличие от подобных формаций, развитых на склонах и у их подножий, шельфовые отложения не имеют признаков переотложения суспензионными потоками. В кремнистых породах, представленных чаще всего глинистыми разностями, нередко отмечается неравномерно распределенная примесь алевро-псаммитового терригенного (а на шельфах вулканических поднятий — пирокластического) и карбонатного материала. Текстуры пород массивные, с беспорядочным распределением компонентов, хотя часто встречаются и тонкогоризонтально-слоистые разности. Кремнистые породы залегают в виде отдельных пластов и пачек среди обломочных пород или известняков, среди которых обычны биогермные разности.

Характерным примером шельфовых отложений служат кремнисто-карбонатные формации Центрального Казахстана. Кремнистые породы в них представлены преимущественно различными углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, в которых наблюдается чередование слоек то более углистых, то более

глинистых. Фтаниты имеют подчиненное значение. Характерна фосфатоносность этих формаций.

Примером яшм, формировавшихся в относительно мелководных условиях, могут служить яшмы низов ирунейской серии северо-западной части Камчатки. Они характеризуются сходными с пелагическими мелководными яшмами текстурно-структурными признаками, но имеют более четко выраженную микролинзовидную сортированность и, кроме того, содержат мелкие гнезда, линзочки и беспорядочно рассеянный пирокластический материал. Присутствие в них не только остатков призматического слоя, но и крупных раковин иноцерам исключает их мелководное происхождение. Примеры относительно мелководных кремнистых отложений известны на Урале, в Карпатах, на Сихотэ-Алине и в других геосинклиналях. Однако описание собственных признаков кремнистых пород, свидетельствующих об их мелководности, в литературе обычно отсутствует.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Сравнение океанического и геосинклинального кремненакопления показывает, что их нельзя считать гомологами.

1. Пространственное размещение геосинклинального кремненакопления прошлого принципиально иное, чем в океанах. Пояса современного кремненакопления в океанах имеют субширотную климатическую зональность, а геосинклинальные ориентированы в соответствии с простираем геосинклинальных систем и обычно не выходят за их пределы.

2. Основным источником поступления растворенного SiO_2 в современные океаны служит речной сток, а вулканическому выносу принадлежит подчиненная роль. Основная масса растворенного кремнезема (каким бы путем он ни попал в океан) оказывается обезличенной в динамическом резервуаре Мирового океана, и области современного кремненакопления пространственно оторваны от источников его поступления. В геосинклиналях же роль вулканогенного, особенно эксгаллятивно-гидротермального выноса кремнезема, видимо, была значительно больше и, если и происходило его "обезличивание", то не в таких глобальных масштабах, как в современных океанах.

3. Большинство раннегеосинклинальных кремнистых формаций не имеет прямых аналогов в современных океанах. Осадочный чехол океана имеет иное строение, и в нем отсутствуют столь мощные кремнистые накопления, как в разрезах раннегеосинклинальных отложений. Особенно примечательно, что характерная для геосинклиналей ассоциация кремнистых пород с основными эффузивами не обнаружена в разрезе осадочного чехла океанов. Если в геосинклиналях кремнистые породы переслаиваются с эффузивами и кремнистые толщи залегают непосредственно над ними, то в современных океанах над базальтами ложа обычно залегают металлоносные или карбонатные осадки, вулканокластические или терригенные толщи, но не кремнистые отложения.

4. Сходство кремненакопления в геосинклиналях и океанах заключается прежде всего в том, что кремнезем переводится в осадок преимущественно планктонными организмами с кремневой функцией и в том, что кремненакопление имеет полифациальную природу и происходит в пределах различных геоморфологических элементов бассейнов седиментации (во впадинах, на склонах и у их подножия, на шельфах). Основными факторами, контролирующими возможность накопления кремнистых илов, служат: интенсивное развитие кремневого планктона, свойства растворимости остатков кремневых организмов, темпы поступления в осадок разбавляющего терригенного и карбонатного материалов, гидродинамика придонных вод. Главным способом формирования кремнистых отложений и в геосинклиналях, и в океанах служит осаждение кремневых органогенных частиц сквозь толщу морской воды с незначительным участием придонного транспорта.

Вместе с тем и там и тут устанавливается переотложение осадков контурными течениями и суспензионными потоками. Однако из-за сложности диагностики роль "кремнистых" контуритов и турбидитов в формировании осадочного чехла океанов и геосинклинальных разрезов в целом оценить затруднительно.

5. Но даже в чертах сходства океанического и геосинклинального кремнеакпления имеются элементы отличий. Так, в океанах основными осадителями кремнезема служат диатомовые водоросли, а в палеозойских и мезозойских геосинклиналях — радиолярии. Геосинклинальные яшмы и фтаниты отличаются от современных кремнистых илов и большой кремнистостью, и рядом геохимических особенностей. Некоторые из этих отличий могут быть связаны с постседиментационными процессами (катагенез, региональный эпигенез), другие имеют первичную природу.

6. В целом же различие современного океанического и раннегеосинклинального кремнеакпления может объясняться тремя главными причинами: эволюцией вулканизма в истории Земли, характером бассейнов седиментации, эволюцией органического мира.

ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ

Воды Мирового океана, как известно, содержат огромные запасы фосфора. На протяжении многих десятилетий проводились исследования, связанные с выяснением происхождения и поведения соединений фосфора в морской воде, в иловых растворах, а также их концентраций, в современных осадках и в осадочных породах разного возраста. Фосфориты, как полезные ископаемые, привлекают к себе пристальное внимание в связи с их большим значением в народном хозяйстве.

В последние годы были опубликованы крупные монографии и многочисленные статьи, посвященные как океаническому фосфоритообразованию, так и геосинклинальным фосфоритам [Батурин, 1978; Безруков, Батурин, 1976; Бродская, 1974; Красильникова, 1973; Еганов, 1968; Закономерности..., 1981; и др].

ФОСФОРИТЫ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ

Океанографическими экспедициями получен большой материал о приуроченности фосфоритов к различным зонам морских и океанических бассейнов. Довольно подробно освещены вопросы генезиса фосфатов: источники поступления фосфорных соединений в бассейны осадконакопления, пути их миграции и концентрации.

Фосфориты и фосфатопроявления обнаружены на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Фосфоритообразование в основном приурочено к шельфовым зонам и верхним частям континентальных склонов, а в пелагических участках — к подводным горам и гайотам.

Фосфоритообразование в океанах происходило от мела до настоящего времени. Заведомо современные фосфоритовые конкреции обнаружены в осадках на шельфах Юго-Западной Африки и западной части Южной Америки. Здесь удалось проследить процессы и условия зарождения и формирования этих конкреций [Батурин, 1978].

Шельфовые фосфориты мел-четвертичного возраста приурочены главным образом к четырем провинциям — восточноатлантической, западноатлантической, калифорнийской и перуано-чилийской.

Восточноатлантическая провинция изучена наиболее хорошо. Фосфориты здесь прерывистой полосой прослеживаются от шельфа Португалии на севере до банки Агульяс — на юге. Они изучены в трех районах этой провинции: на подводной окраине Южной Африки (банка Агульяс), на шельфе Юго-Западной Африки (Намибия, ЮАР) и шельфе Северо-Западной Африки (Марокко, Сахара).

На шельфе и континентальном склоне подводной окраины Южной Америки под тонким и неповсеместно развитым слоем четвертичных осадков, представленных кварцевыми и глауконитовыми песками и илами, распространены домеловые (юрские?), меловые и третичные отложения. В песках и илах повсеместно отмечается повышенное, по сравнению с кларком, содержание фосфора (P_2O_5 —0,25—0,75%), а на участках, обогащенных глауконитом, оно поднимается до 10—11,5% [Батурин, 1978]. Фосфориты банки Агульяс обнаружены на глубине 100—500 м. Форма их различная, есть конкреционно-желваковые и плитчатые образования размером от 1 см до 1,5×0,3 м. Желваковые фосфориты присутствуют как в известняках, так и в глауконитово-кварцевых песках и песчаниках. Встречаются фосфатизированные органические известняки с раковинами фораминифер, моллюсков и колониями мшанок.

На шельфе и континентальном склоне Юго-Западной Африки распространены диатомовые, известковые, терригенные и глауконитовые осадки, которые локально обогащены фосфатом. Содержание P_2O_5 в осадках северной части шельфа местами поднимается до 23, а в южной отмечаются отдельные участки с содержанием P_2O_5 до 9%. Фосфориты и фосфатизированные осадки встречаются на глубине 150—470 м. Они представлены песками, конкрециями, плитами и глыбами, а также фосфатными рыхлыми и плотными стяжениями в поверхностных осадках и в виде фосфатизированного органического детрита.

На шельфе Северо-Западной Африки распространены пески и алевриты, образованные органическим детритом и терригенным материалом: кварцем, полевыми шпатами, роговой обманкой, эпидотом, магнетитом; участками встречается глауконит. Фосфориты обнаружены на глубине 150—300 м. Они представлены конгломератами, фосфатизированными известняками, конкрециями. Содержание P_2O_5 в отдельных районах достигает 20%, а в среднем оно колеблется от 0,11 до 4,6%. Породообразующим минералом фосфоритов восточноатлантической провинции является фторкарбонатпатит.

К западноатлантической фосфатноносной провинции относятся районы восточного побережья Северной Америки, где были обнаружены разнообразные фосфатизированные породы, прослеженные в полосе свыше 1400 км от южной оконечности Флориды на юге до банки Джорджес на севере. Фосфориты здесь приурочены к пологим участкам континентального склона плато Блейк, расположенного к востоку от Флориды на глубине 300—800 м. Они также обнаружены у южной оконечности п-ова Флорида на террасе Пуртале, на шельфах Джорджии и северной Каролины. Фосфориты этой провинции представлены конкрециями и отдельными зернами, конгломератами и глыбами до 56 кг весом [Батурин, 1978], а также тонкокристаллическим цементом в карбонатно-глауконитовых осадках. Фосфат в этих породах представлен франколитом.

Калифорнийская провинция фосфатноносных пород простирается от мыса Рейес до южной оконечности п-ова Калифорния на расстоянии свыше 2 тыс. км. На шельфе и континентальном склоне Калифорнии на глубинах от 80 до 330 м встречаются кварцево-слиудистые и глауконитовые пески, алевриты и глинистые илы, в которых присутствуют фосфатные зерна и оолиты. Фосфатное вещество представлено коллофаном и франколитом. На западном шельфе Калифорнийского полуострова фосфориты встречаются среди кварц-полевошпатовых песчаников на глубинах до 100 м. Они представлены хорошо отсортированными зернами песчаной размерности и имеют карбонатфторapatитовый состав. Терригенный материал в фосфатах состоит из кварца, полевого шпата, роговой обманки, гиперстена, магнетита, эпидота, циркона, сфена, граната. Фосфатные зерна гранулометрически не отличаются от вмещающих осадков.

Фосфориты перуано-чилийской провинции распространены на шельфе и верхней части континентального склона на глубинах 100—450 м в полосе протяженностью более 1500 км. Они представлены образованиями, сходными с фосфоритами на

шельфе Юго-Западной Африки, и залегают среди песчано-глинистых и глауконитовых осадков. Здесь среди угловатых терригенных частиц встречаются вулканогенные обломки с фосфоритовым цементом. Количество терригенного и вулканического материала составляет, участками, от 20 до 80%. Фосфатные соединения чаще всего представлены аморфной и скрытокристаллической однородной массой апатитового состава.

Кроме упомянутых фосфоритоносных провинций, занимающих обширные площади, существуют и более мелкие фосфатопоявления в виде локальных скоплений. Например, на шельфе о-ва Сокотра, расположенного около северо-восточного побережья Африки в Аравийском море, обнаружены конкреции, сложенные тонкодисперсным фосфатом. На шельфе западного Индостана фосфатные образования имеют форму трубок со сквозными каналами и состоят из смеси кальцита, аморфного изотропного фосфата и глинистого вещества [Батурин, 1978]. На шельфе подводного поднятия Чатам, расположенном к востоку от Новой Зеландии, обнаружены черные фосфоритовые конкреции среди средне- и мелкообломочных песков, сложенных продуктами разрушения риолитовых и андезитовых пород. В северной части Индийского океана на шельфе Андаманских островов присутствуют плотные черные желваковые фосфориты в фосфатизированных фораминиферовых известняках. На материковом склоне северо-восточной части Аравийского полуострова найдены фосфоритовые конкреции. Есть также сообщения об отдельных находках фосфоритов у восточного побережья Южной Америки, у побережий Австралии, на шельфе Японии [Батурин, 1978].

В Японском море, на склоне вулкана Ченцова, в пределах Восточно-Корейской возвышенности обнаружены высококачественные фосфориты, в которых содержание P_2O_5 составляет 27—30%. Фосфориты имеют облик массивных и брекчированных разностей. Они содержат примесь глауконита, кварца, полевых шпатов, обломков базальтов и туфов. Фосфориты здесь образовались в результате метасоматического замещения глауконитсодержащих диатомовых осадков, происходящего, возможно, под воздействием гидротермальных растворов, связанных с деятельностью вулкана. Они внешне отличаются от фосфатных конкреций и желваков, развитых на шельфе, но тоже содержат характерный для последних глауконит; они не похожи и на фосфориты подводных гор, которые образовались путем фосфатизации карбонатных пород и обычно не содержат глауконит [Липкина, Школьник, 1981].

Фосфориты и фосфатизированные породы, приуроченные к шельфам, часто содержат то или иное количество рассеянного органического вещества, а также повышенные содержания урана, тория, ванадия, марганца, никеля, кобальта, редкоземельных элементов.

В пелагических частях океанов неконкреционные фосфориты и фосфатизированные породы обнаружены на поверхности плосковершинных подводных вулканических гор и гайотов, вершины которых покрыты мелководными карбонатными и вулканогенно-обломочными породами. Такие сооружения чаще всего встречаются в разных частях Тихого океана, реже — в Атлантическом и Индийском океанах.

В Тихом океане фосфориты обнаружены на гайоте Сильвания в районе Маршалловых островов близ атолла Бикини, где с глубины 1500—1900 м при драгировании были подняты глыбы туфобрекчий, трещины в которых заполнены фосфатизированным глобигириновым известняком. В системе Срединно-Тихоокеанских гор, на гайотах Хорайзн и Кейп Джонсон обнаружены фосфатизированные известняки, а на подводном склоне Гавайских островов — обломки базальта, поры которого заполнены фосфатом. Фосфориты и различные фосфатсодержащие породы присутствуют на гайотах в Северо-Западной котловине, в южной части Императорских гор на банке Милуоки, на склоне плато Манихики, на гайотах Гейша, между о-вом Маркус и Японским желобом и на гайотах в Тасмановом море [Батурин, 1978]. На плосковершинных горах в системе Маркус—Неккер и на

поднятии Хесса фосфатизация проявилась в цементе гиалокластитов, склоновых подводно-коллювиальных брекчий, туфотурбидитов в виде прожилков как в обломочных, так и в базальтовых породах [Сафонов, 1982]. Образцы буровато-серых пиллоу-базальтов, полученные со склона поднятия Хесса, сложены стекловатой до гиалопелитовой основной массой с вкрапленниками оливина, плагиоклаза, моноклинного пироксена. По химическому составу эти базальты относятся к щелочным разностям. Фосфат, представленный агрегатом беспорядочно расположенных гексагональных призматических мелких кристаллов, заполняет трещинки в базальте, корродирует и как бы разбивает и раздвигает его на отдельные фрагменты [Сафонов, 1982]. Очень похожи фосфатизированные щелочные оливин-пироксеновые базальты и гиалокластиты с поднятия Хесса на фосфатизированные щелочные оливин-анальцимовые базальты и шлаковые туфы верхнемеловой свиты мтавари в Грузии [Ильинская, 1964; Бродская, Ильинская, 1968] и на фосфатизированные щелочные базальты из восточной части Судет [Бродская, 1974].

В Атлантическом океане фосфориты и фосфатизированные породы обнаружены на поднятии Авес около разлома Романш и на хребте Ян-Майен. Поднятие Авес, расположенное в восточной части Карибского моря, сложено вулканическими породами. Здесь фосфатизированные породы, находящиеся на глубине 300—760 м, представлены микритовыми известняками и конгломератами. Эти породы перекрыты нефосфатизированными калькаренитами. Подводный хребет Ян-Майен (Северная Атлантика) сложен щелочными базальтами, трахиандезитами и трахитами. На нем обнаружены на глубине 1000 м фосфатизированные аргиллиты и алевролиты. Алевролиты образованы плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом, моноклинным пироксеном, роговой обманкой, цирконом, вулканическим стеклом. Цемент — глинисто-фосфатный [Харин, 1974].

В Индийском океане фосфориты обнаружены на Кокосовом поднятии в Западно-Австралийской Котловине и на подводной горе Щербакова около о-ва Рождества.

Основным типом фосфоритоносных пород на подводных горах и гайотах являются метасоматически замещенные фосфатом известняки и фосфатизированные вулканические породы щелочного ряда. Реже встречаются глыбы кремнисто-фосфатных пород, покрытые железомарганцевой коркой [Безруков, Батулин, 1976; Батулин, 1978].

Химический состав фосфоритов и фосфатизированных пород, обнаруженных на гайотах, имеет непостоянное значение. Содержание в них фосфорного ангидрида колеблется от 4 до 32%, содержание фтора достигает 3,11—3,89%. От морских осадочных фосфоритов метасоматические отличаются очень малым содержанием органического углерода и урана и обогащением тяжелыми лантаноидами. Главным породообразующим минералом является фторопатит, часто имеющий скрытокристаллическое строение [Батулин, 1978].

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОСФОРИТЫ

Месторождения фосфоритов и отдельные фосфатопоявления обнаружены в ряде систем, таких, как Алтае-Саянская, Северо-Тянь-Шаньская и многие другие.

В геологической истории установлены две наиболее крупные эпохи геосинклинального фосфатонакопления и образования богатых месторождений. Самые значительные из них приурочены к верхнедокембрийско-кембрийским отложениям (Алтае-Саянский, Каратауский, Удско-Селемджинский, Хубсугульский бассейны) и пермским (формация Фосфория).

Фосфориты встречаются в формациях, относящихся как к ранним, так и поздним этапам геосинклинального развития. Остановимся на фосфатонакоплении раннегеосинклинальных бассейнов, включая их шельфовые, окраинные части.

К внутригеосинклинальным относятся многие фосфориты и фосфатопоявления Алтае-Саянской области (Горная Шория, Батеневский кряж, Восточный и Западный

Саяны, Горный Алтай, Юго-Восточная Тува и другие). В рифе и раннем кембрии она имела сложное строение: зоны быстрого погружения с интенсивным осадконакоплением и вулканизмом разделялись поднятиями с относительно замедленным осадконакоплением и слабым проявлением вулканизма, а иногда вообще амагматичные.

Большинство фосфатопроявлений относится к районам поднятий (Шорско-Батеневское, срединный Мрасский массив и др.).

Рассмотрим некоторые примеры. Фосфориты в Горной Шории прослеживаются на некоторых участках. Наиболее представительным из них является Белкинский. Здесь выделяются две фосфоритоносные толщи. Нижняя из них существенно доломитовая с пластами фосфоритов черного цвета, содержание P_2O_5 в них 5—15%. Верхняя существенно известняковая; фосфатность ее меньше: P_2O_5 составляет 5—10%. Редко в фосфоритоносной серии, составляющей по мощности 300 м, встречаются кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы, включающие фосфоритовые конкреции и желваки, где содержание P_2O_5 поднимается до 20—31%, а вмещающие их сланцы содержат P_2O_5 от 0,5 до 1%. Карбонатные породы представлены массивными и брекчиевыми разностями, реже — тонкослоистыми. Для доломитов местами характерны водорослевые структуры, а на некоторых участках встречаются рифовые водорослевые массивы.

Пласты фосфоритов протягиваются обычно на первые сотни метров, лишь на Белкинском участке — на 6 тыс. м [Еганов, 1968]. Иногда (Западный Саян) ниже фосфатноносной доломитовой толщи присутствуют эффузивные породы с повышенным содержанием щелочей и фосфора.

Еще один пример — Удско-Селемджинский фосфоритоносный бассейн. Здесь присутствуют желваковые фосфориты и фосфатизированные породы, с содержанием P_2O_5 от 7 до 12%. Они приурочены к вулканогенно-кремнисто-карбонатному комплексу, имеющему мощность 1500 м.

Это сложно построенная вулканогенно-осадочная толща, в которой преобладают кремнистые породы, представленные "кварцитами" и яшмами. Среди вулканических пород присутствуют покровы диабазов, андезитов, прослой туфов, местами — лавобрекчии, гиалобазальты, вариолиты. Внутри этой толщи выделяются также крупные линзы и массивы рифогенных известняков и прослой доломитов. Фосфоритовые пласты, как правило, приурочены к контактам различных пород и наиболее часто расположены на границах между кремнистыми и карбонатными образованиями. Фосфоритоносная толща перекрыта кремнистыми отложениями с прослоями песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев, общей мощностью 1000 м, к которым приурочены рудопроявления железа и марганца [Еганов, 1968].

Основной тип пород, с которым связаны фосфориты внутренних зон раннегеосинклинальных областей, — это серые и темно-серые доломиты и доломитизированные известняки, окраска которых обусловлена присутствием органического вещества. Карбонатные толщи часто имеют рифогенное строение, при этом рифы обращены в сторону глубоководных частей бассейна [Гуревич, 1976]. Иногда среди доломитов присутствуют небольшие кремнистые, кремнисто-карбонатные и терригенно-кремнисто-карбонатные прослой и пачки, причем карбонатные прослой здесь обычно афанитовые. Фосфориты в таких толщах низкого качества, что связано с быстрым накоплением различного осадочного материала (карбонатного, терригенного), оказывающего разбавляющее влияние.

Фосфатопроявление наблюдается в некоторых бескарбонатных фтанитовых и фтанитово-глинистых толщах, обогащенных органическим веществом (силур Урала, ордовик—силур Калифорнии, кембрий Северо-Западного Каратау). Это обычно конкреции и линзочки, иногда образующие довольно выдержанные горизонты. Размер конкреций от долей сантиметра до 20—25 см. Содержание P_2O_5 в них достигает 32—40%, причем иногда отмечается повышенное его значение и во

вещающих фтанитах (P_2O_5 — 5,75—15,33%). Общее количество захороненного фосфатного вещества здесь большое, но обилие кремнезема и глины, являющихся в данном случае сильными разбавителями, препятствовало формированию месторождений. Обогащенность органическим веществом бассейнового происхождения и соответствующее положение таких фосфатизированных толщ на фациальном профиле указывает на их формирование в пределах континентального склона, в зонах апвеллинга [Varga, 1982].

Более благоприятными для концентрации фосфатов являются зоны относительно стабильных шельфов, связанных с окраинами континентов и внутригеосинклинальными массивами. Примером является Каратауское месторождение, расположенное на южной периферии Улутау—Северо-Тянь-Шаньского массива. Месторождению посвящена обширная литература и останавливаться на его характеристике нет необходимости. Фосфориты здесь ассоциируют с мелководными карбонатно-кремнистыми толщами.

Приведенные краткие сведения о геосинклинальных фосфатопоявлениях показывают, что они возникали в разных структурно-фациальных условиях: на внутригеосинклинальных поднятиях (блоковых, иногда с рифами), на приконтинентальных склонах в зонах апвеллинга и в пределах мелководных шельфов на периферии внутригеосинклинальных массивов. Скорость обычной для того или иного участка бассейна "фоновой" седиментации была одним из существенных факторов, влияющих на концентрацию фосфатного вещества при одинаковом поступлении в осадок.

ГЕНЕЗИС ФОСФОРИТОВ

При установлении генезиса фосфоритов, приуроченных к современным морям и океанам и к геосинклинальным бассейнам прошлого, необходимо различать три аспекта: источник фосфора, механизм накопления фосфорных соединений и фациальную обстановку фосфоритообразования.

Многообразие фосфатопоявлений, обнаруженных как в современных океанах, так и в складчатых сооружениях, побудило многих исследователей обратиться к вопросу о возможных источниках фосфора, поступающего в бассейны седиментации. Необходимо подчеркнуть, что особенности фосфатопоявлений обусловлены в целом физико-химическими свойствами элементарного фосфора, который определяется как моноизотоп средней распространенности, подвижный в верхних сферах Земли и рассеянный в ее природных образованиях. Он имеет малое число устойчивых естественных неорганических соединений, из которых 96% составляет апатит и большое число органических. К последним относятся различные орто- и пирофосфаты. Концентрируется органический фосфор в костных тканях, в некоторых видах бактерий и планктона. Он активно захватывается органическим веществом, транспортируется с ним и накапливается в осадках. Кларк фосфора для земной литосферы составляет 850—950 г/т [Геология..., 1980].

Фосфор поступает в океан с континентов и из недр Земли при вулканической и гидротермальной деятельности. В составе речного стока с континентов поступает взвешенный, преимущественно минеральный фосфор, а также растворенный органический и минеральный. В количественном выражении ежегодно в океан поступает 10 млн. т. взвешенного минерального фосфора, 1 млн. т. растворенного органического и 0,5 — растворенного минерального [Батурин, 1978], соотношение соответственно 20:2:1. При этом взвешенный минеральный фосфор является химически инертным при соприкосновении с океанской водой, т.е. он не участвует в общем солевом резерве океанских вод.

В процесс седиментации ежегодно вовлекается $1 \cdot 10^{17}$ элементарного фосфора, в том числе в результате сноса вещества континентальных основных эффузивов, примерно, $8 \cdot 10^6$ т.

Установлено, что фосфор является типичным элементом эманаций магматических очагов [Бродская, 1974], поэтому очевиден явный приток фосфора из глубоких недр к поверхностным участкам земной коры. Очевидно также, что фосфаты могли при благоприятных условиях формироваться вне непосредственного влияния как терригенного, так и вулканогенного источника за счет "обезличенного" запаса самой гидросферы.

Рассматривая возможный вулканический источник фосфора как для осадочного процесса, так и для формирования (пополнения) "обезличенного" запаса его в гидросфере, нельзя пройти мимо факта, что он накапливается в глубинных щелочных базальтоидных магмах, а также в закрытых системах кристаллизации, подобным мельтейгит-уртитам в Хибинах, где сосредоточены богатейшие запасы апатитовых руд. Фосфор концентрируется и глубинными карбонатными магматическими дериватами, дающими начало формированию карбонатитов, при этом Са "отбирает" PO_4^{3-} у металлов. Апатитовые месторождения, связанные с карбонатитами, довольно широко известны, примером может служить Ковдарское на Кольском полуострове.

В магматическом процессе широко развиты метасоматические явления замещения карбонатных соединений фосфатными. Экспериментальные данные показали, что кальцит замещается апатитом при температуре около $200^{\circ}C$ и рН водных растворов 7,6—7,0 [Геология..., 1980]. Скопления метасоматических фосфоритов, обнаруженные на плоских вершинах подводных потухших вулканов, сложенных оливиновыми базальтами, гиалобазальтами, трахибазальтами в пределах хребта Ян-Майен [Харин, 1974] или на поднятии Хесса [Сафонов, 1982], имеют не только пространственную, но и генетическую связь с ними.

Одним из путей поступления эндогенных соединений фосфора в зону седиментации служат флюидные разломы, по которым поднимаются плотные горячие углекислые флюиды. Известны, например, жерловые вулканические проявления апатит-магнетитовой минерализации [Бродская, 1974]. Перенос фосфора термальными водами может осуществляться в виде комплексных соединений: H_3PO_4 , Na_2HPO_4 , K_2HPO_4 . Отложение фосфата происходит при относительной нейтрализации растворов и активном удалении углекислоты и кремнекислоты. В морских водах вблизи действующих вулканов присутствует до 60 мг/л, а в некоторых кратерных озерах до 9 г/л фосфора [Зеленов, 1972]. Все это свидетельствует о несомненном существовании вулканогенного источника фосфора, но локальность проявления не позволяет оценить его количественно.

Вопросы о механизме и условиях осаждения фосфора из морских вод много и подробно обсуждались в литературе. Установлено, что в поверхностных водах морей и океанов содержится растворенного минерального фосфора от 0,1 до 60 мкг/л, в глубинных — содержание его значительно выше: в аэрируемых бассейнах, таких, как Охотское и Берингово моря, максимальное содержание в глубинных водах 100—130 мкг/л, а в водах застойных впадин типа Черного и Балтийского морей содержание фосфора достигает 300 мкг/л [Батурин, 1978]. Вопрос о насыщении морской воды фосфатом кальция впервые был поставлен А.В. Казаковым, который выдвинул идею хемогенного осаждения фосфатов из холодных глубинных вод, обогащенных фосфорными соединениями, при подъеме их на шельф. Впоследствии многие исследователи занимались этой проблемой и пришли к выводу, что формирование морских и океанских фосфоритов обусловлено не просто хемогенным осаждением, так как при исследовании вод и взвесей в зонах современного фосфатообразования хемогенный фосфат кальция не обнаружен [Батурин, 1978]. Установлено, что основной путь извлечения растворенного фосфата из морской воды — биогенный. Современный активный процесс извлечения фосфата из океанской воды характерен для прибрежных биологически продуктивных зон (Юго-Западная Африка, Перу—Чили). Кроме того, фосфор концентрируется в зоне диагенеза верхнего слоя шельфовых осадков, обогащенных органическим

веществом, что приводит к формированию фосфатных зерен, желваков, конкреций и различных проявлений фосфатизации карбонатного и органогенного детрита.

Современное океанское фосфоритообразование обусловлено воздействием климатических, океанографических, биологических и геологических факторов. Одним из основных, ведущих механизмов считается апвеллинг, который происходит под воздействием ветров и вдоль береговых течений в форме оттока от берега поверхностных вод и компенсационного подтока эквивалентных масс холодных подповерхностных вод с глубины 100—300 м. [Батурин, Покрышкин, 1980]. Осаждение фосфора на дно и его перераспределение происходит под воздействием биохимических факторов, за счет разложения органического вещества и аутигенного минералообразования.

Приведенные съедения показывают, что современное и позднечетвертичное фосфоритообразование является многостадийным процессом, включающим поставку растворенного фосфора океанскими водами при их подъеме на шельф, потребление фосфора морскими организмами, осаждение фосфора на дно в составе биогенного детрита и накопление фосфатных осадков, диагенетическое перераспределение фосфора в осадках и образование в них фосфатных конкреционных стяжений, формирование пластовых залежей фосфоритов путем активных донных и волновых перемывов и сгуживания фосфатных конкреций [Безруков, Батурин, 1976].

Палеогеографические реконструкции геосинклинальных бассейнов подтверждают, что наиболее богатые месторождения фосфоритов связаны с мелководными морскими отложениями районов пологих шельфовых зон так же, как и для современных.

Нередко бывает трудно судить о размещении древних фосфоритов, потому что на протяжении геологической истории Земли океаны и континенты неоднократно меняли свое положение, о чем свидетельствуют реконструкции в свете теории литосферных плит [Батурин, Покрышкин, 1980]. Общая схема фосфоритообразования сохранялась, вероятно, неизменной от позднего докембрия до современной эпохи, поскольку поступление фосфора на шельф в результате апвеллинга, извлечения фосфора из вод биогенным путем и трехступенчатый процесс концентрации фосфора на дне (седиментогенез, диагенез и перемыв осадков) относятся к глобальным закономерностям.

Эволюция выразилась в уменьшении абсолютных масс фосфора, вовлекаемого в процесс фосфоритообразования, по мере перехода от древних к молодым эпохам, но общая схема сохранилась. При сравнении современного океанского и древнего геосинклинального фосфатонакопления можно отметить некоторые черты сходства и различия генезиса и обстановки образования фосфоритов.

Несомненно, что фосфатонакопление происходило в зонах апвеллинга как на современных, так и на древних шельфах и пассивных континентальных окраинах. Раннегеосинклинальные фосфоритоносные карбонатные отложения, отличающиеся очень большой мощностью и сравнительно малой протяженностью, а также имеющие преимущественно известково-доломитовый состав, не имеют современных аналогов. Близкая обстановка наблюдается на современных Багамских банках, представляющих собой множество обособленных отмелей, разделенных широкими и глубокими плоскодонными проливами. Группы этих отмелей ограничены крупными подводными обрывами. На отмелях идет осаждение карбоната при полном отсутствии терригенной примеси. Карбонатонакопление здесь продолжалось около 130 млн. лет, накопилась толща более 4800 м. Фосфатных и кремнистых прослоев не обнаружено [Еганов, 1968].

Фосфатопоявления метасоматического типа, связанные с подводными горами и гайотами, имеют генетическую связь со щелочными вулканическими образованиями и прослеживаются от современности до мела. В геосинклиналиях прошлого такой тип фосфорной минерализации не обнаружен.

В работах Н. М. Страхова [1963, 1976] по типам литогенеза был обобщен огромный фактический материал, касающийся формирования рудных концентраций отдельных элементов и, в частности, железа и марганца. Было показано, что высокие концентрации образуются в условиях гумидного, вулканогенно-осадочного и океанского литогенеза, и при этом для каждого случая характерны свои закономерности строения и формирования рудных залежей. Сравнивая океанское и геосинклинальное осадкообразование, нельзя поэтому не остановиться на сравнении рудообразования, связанного с осадочным чехлом океанов и геосинклинальных поясов. Во многих работах за последние годы при интерпретации генезиса отдельных рудопоявлений в геосинклинальных разрезах проводится параллелизация с одним из типов современного рудонакопления в океанах.

Сравнению общей металлогении океанов и континентов также посвящено много работ [Bonatti, 1978; Bonatti et al., 1976, Смирнов, 1976; и др.]. В. И. Смирнов главный упор сделал на сравнение металлогении эндогенных формаций обоих структурных элементов литосферы, показал большие их различия и высказал соображения о вероятных причинах бедности рудами магматических формаций в океанах. Одной из причин является отсутствие здесь контрастно-дифференцированных вулканических серий.

Кратко рассмотрим в сравнительном аспекте лишь экзогенные рудопоявления железа и марганца.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ РУД И РУДОПРЯВЛЕНИЙ

В океане выделяются три главных типа отложений, содержащих железомарганцевое рудное вещество: 1) гидрогенные конкреции и корки; 2) гидротермальные рудные осадки; 3) металлоносные осадки. В зависимости от местных условий имеется много форм конкретных проявлений каждого из этих типов.

Для современных океанов особенно типичны гидрогенные железомарганцевые конкреции и корки, покрывающие огромные поверхности дна. Помимо скопления значительного количества Fe, и главным образом Mn, для них характерна высокая концентрация более редких элементов, благодаря чему в настоящее время они стали объектом промышленной добычи. Количество содержащихся в них Cu, Ni и Co превосходят мировые запасы этих металлов на континентах в несколько раз. Сейчас составлены карты распределения конкреций и корок на дне Мирового океана, хорошо обоснованные фактическим материалом [Страхов, 1976а, б; Безруков, 1979; Стопан, 1977]. Из этих карт видно, что формирование гидрогенных конкреций и корок происходит на различных участках океанического дна, но всегда с очень малыми и даже нулевыми скоростями накопления осадков (менее 3 мм за 1000 лет). В конечном счете гидродинамика и рельеф дна являются главными факторами, определяющими формирование этого типа железомарганцевых руд.

Наиболее характерны для океанов гидрогенные конкреции халистатических зон. Крупные поля таких конкреций расположены в северной и южной частях Тихого океана. Аналогичные поля, хотя и меньшей площади, наблюдаются в Южной Атлантике по обеим сторонам от Срединного хребта, а также местами в Индийском океане [Стопан, 1977]. Как правило, на этих участках накапливаются красные глубоководные илы, т.е. типичные абиссальные осадки. Реже, например, в южной части северной халистазы Тихого океана, образование конкреций происходит на фоне медленного накопления кремнистых илов. В пределах этих полей, как показывают фотоснимки дна, конкреции выступают над поверхностью полужидких вмещающих илов, будучи погруженными в них лишь нижней половиной. Плотность распределения конкреций может сильно варьировать на протяжении нескольких сотен метров, иногда достигая 75% поверхности дна; максимальная плотность характерна

для вершин и верхних частей склонов холмов, осложняющих рельеф дна абиссальных равнин. На материале изучения более 100 колонок по Тихому океану установлено, что в пределах конкреционных полей ниже поверхности дна аналогичные конкреции встречаются в слое осадков иногда до 2—3 м [Сгопан, 1977]. При этом плотность распределения остается весьма высокой, составляя 55—60% от поверхностной. Основная масса конкреций в этих колонках сосредоточена в осадках моложе 700 тыс. лет. Считается, что с этого рубежа произошло уменьшение скорости накопления осадков и создались условия, благоприятные для формирования конкреций. В Атлантике конкреции сосредоточены главным образом в поверхностном слое, и с глубиной их количество уменьшается более резко (до 30%). Это объясняют более высокими скоростями осадконакопления в Атлантике по сравнению с Тихим океаном не только в настоящее время, но в еще большей мере в плейстоцене.

Многими исследователями уделено большое внимание морфологии конкреций. Предложены разные варианты их классификации, учитывающие или не учитывающие такие морфологические параметры, как размер, внешняя форма, количественные соотношения между ядрами и рудными оболочками, характер наружной поверхности. Морфология вместе с микроструктурой и минералогическим составом могут стать точными индикаторами условий образования конкреций. Но для этого еще требуется накопление дополнительного фактического материала, собранного, обработанного и описанного по единой методике. Пока же наблюдения разных исследователей часто противоречат друг другу.

Достаточно подробный обзор наиболее крупных зарубежных исследований, касающихся морфологии океанических конкреций, сделали В.Д. Рааб и М.А. Мейлан [Raab, Meulan, 1977]. Они же подробно описали морфологию конкреций центральной части Тихого океана. Преобладающий размер тихоокеанских абиссальных железомарганцевых конкреций варьирует в пределах нескольких сантиметров, попадая по классификации в мелкий <3 см по максимальному диаметру) и средний (3—6 см) разряд. Более крупные конкреции (до 15 и даже 25 см) встречаются намного реже. Подобное распределение размеров абиссальных конкреций объясняется тем, что при преобразовании вещества более ранних слоев конкреций (потеря воды, раскристаллизация) возникают силы, разрывающие их. При медленном росте конкреций до начала этих преобразований успевает нарасти слой окислов только в несколько сантиметров. Толщина этого слоя и размер ядра в конечном счете и определяют размер конкреций [Glasby, 1977].

Внешняя форма конкреций разнообразна. Преобладают дискоидальные, эллипсоидные, сферические. Реже встречаются полигональные, почковидные, гроздевидные. Часто форма конкреций отражает форму и количество ядер. По наблюдениям В.Д. Рааба и М.А. Мейлана, для средних и крупных конкреций, взятых заведомо с поверхности раздела ил—вода, характерна некоторая асимметрия: более уплощенная, гладкая, блестящая поверхность расположена выше раздела, а более выпуклая, шершавая — ниже. В этих конкрециях часто наблюдаются "экваториальные" пояски на уровне раздела. По наблюдениям многих исследователей, максимальной сферичностью обладают мелкие конкреции (с диаметром менее 3 см) и конкреции, которые заведомо длительное время находились погребенными. Однако интерпретируется этот факт по-разному. Так, В.Д. Рааб и М.А. Мейлан [Raab, Meulan, 1977] полагают, что сферические конкреции наиболее вероятно формировались в илу, и, возможно, они никогда не выходили на поверхность ила. В то же время Г.Р. Глесби [Glasby, 1977] считает, что нивелировка роста конкреций во всех направлениях объясняется обычной мобильностью мелких конкреций (менее 2 см) при тех скоростях придонных течений, которые наблюдаются в океанах. Доказательством течений являются наблюдавшиеся на поверхности илов рядом с конкрециями промоины и знаки ряби.

Все исследователи под разными названиями отмечают несколько типов

поверхности конкреций. В.Д. Рааб и М.А. Мейлан [Raab, Meylan, 1977] в Тихоокеанских абиссальных конкрециях отмечают следующие: гладкий, зернистый, типа "гусяной кожи" и узловатый. Наиболее распространены первые два типа. По мнению этих исследователей, гладкая, обычно блестящая поверхность наблюдается только в верхней уплощенной половине асимметричных конкреций, длительно находящихся в неподвижном состоянии над разделом ил—вода. Нижняя половина таких конкреций, погруженная в ил, характеризуется более шероховатой поверхностью зернистого типа. Целиком зернистая поверхность отмечается ими в мелких сферических конкрециях, что, по мнению указанных исследователей, наряду с формой является доказательством их образования внутри ила. Зернистая поверхность объясняется включениями песчаных и глинистых частиц. Поверхность типа "гусяная кожа", в отличие от зернистой, чаще отражает столбчатую микроструктуру поверхностного слоя рудного вещества. Узловатая (пизолитовая) поверхность, как отмечают В.Д. Рааб и М.А. Мейлан, наиболее характерна для экваториального пояса. Разница формы и характера поверхности конкреций выше и ниже уровня раздела свидетельствуют о том, что рост конкреций происходил как со стороны воды, так и со стороны ила. При этом со стороны ила нарастание происходило быстрее.

Все абиссальные конкреции имеют концентрически-зональное строение, часто с хорошо сохранившимся ядром. Состав ядер весьма разнообразный: обломки разложенных базальтов, пемзы, стекол, куски литифицированных осадков, зубы акул и костные фрагменты. Часто, например, в Тихом океане, основная масса ядер сложена обломками более древних конкреций.

Широкое распространение в абиссальных конкрециях ядер явно указывает на то, что они способствовали формированию конкреций, однако их роль в этом процессе сводилась, по-видимому, к созданию твердого субстрата с поверхностным зарядом, который притягивал коллоидные частицы и ионы металлов. По-видимому, ядра не создавали локальных изменений физико-химических параметров в окружающих илах, что является необходимым для перемещения рудных компонентов при обычных диагенетических процессах. Этим объясняется, что состав ядер самый различный.

Наибольшая генетическая информация заключена в окружающих ядра слоистых оболочках и может быть расшифрована при изучении их структуры и вещественного состава. Хорошо видимая невооруженным глазом на сколах и срезах конкреций концентрическая зональность обусловлена наслоением обособленных концентров рудного вещества толщиной 0,25—1 мм. Эти наслоения выделяются вследствие вариации отражательной способности соседних концентров или появления между ними участков, обогащенных нерудным материалом [Raab, Meylan, 1977; Sorem, Fewkes, 1977]. Конфигурация концентров от ядра к наружной поверхности конкреции меняется. Внутренние точно наследуют форму ядра, но по мере удаления подобие постепенно уменьшается, в концентриках появляются свои формы. Зональность периферической части конкреций уже отражает ее современную внешнюю форму, включая поверхностные бугорки и более сложные гроздевидные выступы. Часто наблюдаются случаи, когда один и тот же концентр как бы состоит из двух половинок, которые отличаются структурой, вещественным составом (например, примесью нерудных зерен), мощностью. Граница между обеими половинами резкая. Иногда в конкрециях прослеживается только одна половина концентрика, который в поперечном срезе на обоих концах дуги резко выклинивается. Как подчеркивает В.Д. Рааб и М.А. Мейлан, такие изменения строения концентров происходят в плоскости экваториального пояса конкреций. Отмечается также, что наиболее выдержанные по структуре, составу и мощности концентры развиты в приядерной части конкреций. Перечисленные структурные особенности конкреции, так же как форма и внешняя поверхность, указывают на разные условия их роста выше и ниже раздела ил—вода.

Изучение конкреций под микроскопом показало, что концентры имеют сложную колломорфную структуру. На это обращали внимание в своих работах П.Ф. Андрущенко и Н.С. Скорнякова [1967] и многие другие исследователи. А.Р. Фостер предложил различать несколько типов структуры, отличающихся между собой характером микрослоистости, содержанием окислов, количеством нерудных компонентов, минералогическим составом [Sorem, Fewkes, 1977]. В конкрециях, собранных в прикалифорнийской части Тихого океана, А.Р. Фостер выделил следующие структуры: массивную, пятнистую, компактную, столбчатую, слоистую. Из фотографии видно, что каждая структура соответствует отдельному концентру. Массивная характеризуется максимальной кристалличностью, сложена тесным прорастанием тончайших кристалликов бернессита и тодорокита с небольшим количеством кластических зерен. Она плотная с правильной, но расплывчатой микрослоистостью с толщиной слоев в несколько десятков микрон. Для концентров с такой структурой характерно высокое содержание $Mn \approx 32$, $Ni \approx 2$, $Cu \approx 0,8\%$ и низкое содержание $Fe - 4\%$, т.е. это преимущественно марганцевые концентры. Для концентров с пятнистой структурой характерно появление сильно железистой аморфной фазы гидроокислов, повышенное содержание глинистого материала и весьма хаотическая микрослоистость из чередования изогнутых, не выдержанных микролинзочек и слоев толщиной до нескольких десятков микрон, из которых часть сложена аморфными железистыми окислами, а часть — ассоциацией микрокристаллического бернессита и тодорокита. Примерные содержания в этих концентратах $Mn - 21$, $Fe - 12$, $Ni - 1$, $Cu - 0,5\%$.

Компактная структура внешне сходна с массивной, но образована почти исключительно рентгеноаморфными окислами железа и марганца, среди которых содержание бернессита и тодорокита не превышает 3%. Средние содержания в концентратах с компактной структурой $Mn - 19$, $Fe - 17$, $Ni - 0,6$, $Cu - 0,2\%$.

Столбчатая структура образована радиально ориентированными слоистыми столбиками, напоминающими по своему строению карбонатные строматолиты, но в миниатюре [Штеренберг и др., 1977]. Длина столбиков варьирует (200—500 мк). Ширина основания столбиков обычно около 100 мк, но в сторону наружной поверхности они расширяются и, как правило, примерно с середины разветвляются. Микрослоистость в столбиках обусловлена чередованием слоев мощностью от нескольких микрон до нескольких десятков микрон нерудного и рентгеноаморфного рудного вещества. Рудное вещество состоит из смеси гидроокислов Fe и Mn . Столбики разделены алевропелитовой массой преимущественно кластогенного состава, пропитанной гидроокислами железа и марганца. Для участков с такой структурой характерны большие вариации состава при более низком, чем в предыдущих, среднем содержании рудных элементов: $Mn - 16$, $Fe - 16$, $Ni - 0,4$, $Cu - 0,25\%$.

Слоистая структура близка к предыдущей и отличается от нее более короткими и более сближенными столбиками, растущими от единого микрослоистого основания.

В конкрециях доминируют концентры со столбчатой и пятнистой структурами. Это хорошо согласуется с отмечаемым многими исследователями преобладанием в составе конкреций рентгеноаморфных окислов железа и марганца [Штеренберг и др., 1974, 1977; Sorem, Fewkes, 1977]. Изменения структуры скорее всего отражают разные условия роста конкреций, которые в течение их жизни неоднократно менялись. В этом отношении важны наблюдения А.Р. Фостера, отмечавшего, что массивные слои тодорокита и бернессита содержат повышенное количество угловатых фрагментов, скорее всего являющихся замещенными вулканическими стеклами, а слои компактной зоны содержат трубчатые образования, по-видимому, органического происхождения. В составе других зон такие образования очень редки. Детальное изучение нижнего контакта массивных и компактных зон с подстилающими, как правило, позволяет выявить на поверхности подстилающего слоя следы срезания. Это может указывать на перерывы в конкрециеобразовании.

По наблюдениям ряда исследователей, содержание Mn, Ni, Cu в нижней, более выпуклой половине конкреций часто выше, чем в уплощенной и обогащенной Fe и Co половине, обращенной в сторону придонной воды [Raab, Meylan, 1977; Nohaga, 1978]. Это объясняется тем, что поступление марганца из иловых вод было более значительным. Но подобную асимметрию состава и формы объясняют и, наоборот, выщелачиванием Mn и сопутствующих элементов в морскую воду, которая ими недонасыщена.

Имеющаяся в литературе информация о минералогическом составе конкреций чрезвычайно противоречива. Многие считают, что основу рудного вещества абиссальных конкреций слагают рентгеноаморфные соединения гидроокислов железа и марганца [Штеренберг и др., 1974, 1977; Волков, Штеренберг, 1981]. В других работах допускается большое участие в строении конкреций кристаллических минеральных фаз железа и марганца [Андрущенко, 1976; Андрущенко, Скорнякова, 1967; Чухров и др., 1977, 1979]. Среди минералов железа отмечаются гематит, гидрогематит, гидрогетит, а среди минералов марганца — вернадит, тодорокит, бернессит и более редкие. Детальные исследования последних лет выявили широкое распространение в конкрециях слоистого 10-Å- марганцевого минерала, содержащего в решетке Ni и Cu, состоящего из неупорядоченного чередования асболоно- и бузеритоподобных пакетов [Чухров и др., 1983]. По-видимому, в ряде случаев этот минерал принимался за тодорокит.

Хотя количественная оценка распространения в конкрециях выявленных минеральных фаз остается предметом дальнейших исследований, уже сейчас ни у кого не вызывает сомнения, что соотношение между ними в концентрах разной структуры разное. В первую очередь, несомненно чередование в конкрециях оболочек, резко отличающихся соотношением железа и марганца и соответственно минералогическим составом [Андрущенко, 1976; Штеренберг и др., 1974, 1977; Marine ..., 1977]. По наблюдениям А. Фостера, Р. Сорема, Р. Фьюкеса, основное количество бернессита и тодорокита в тесном срастании друг с другом сосредоточено в сравнительно редких концентрах, характеризующихся своеобразной массивной микроструктурой с расплывчатой микрослоистостью, субпараллельной поверхностям данного концентра. Эти концентры обладают максимальной марганцевистостью. Содержание Mn в них в среднем около 32, а железа 2%. Возможно, что малая примесь железистой составляющей способствовала более быстрой раскристаллизации гидроокислов марганца. Поскольку большинство исследователей объясняют концентрически зональное строение конкреций структурами роста, вероятно, разные концентры отражают особые условия формирования. В частности, существует предположение, что образованию тодорокита благоприятствовало понижение значений окислительно-восстановительного потенциала. Всеми исследователями отмечается присутствие в конкрециях полигенной нерудной составляющей. Это вулканические стекла, плагиоклазы, глинистые минералы, аутигенные смектиты и цеолиты и т.д. Примечательно высокое содержание аморфного кремнезема. Исследования К. Лейлоа и Е. Бричета [Lalou, Brichet, 1976] показали, что во многих конкрециях аморфный кремнезем составляет 90% нерудной части.

В настоящее время, несмотря на длительное изучение абиссальных конкреций, многие стороны их генезиса еще остаются предметом жарких споров. Прежде всего это касается скорости их роста. В результате определения абсолютного возраста отдельных концентров до сих пор господствует точка зрения, что образование абиссальных конкреций происходит со скоростью, на два-три порядка меньшей, чем осаждение вмещающих абиссальных илов. Однако никто не смог убедительно показать механизм, который дал бы возможность удерживать конкреции в течение миллионов лет вблизи поверхности и не быть погребенными на глубине в десятки метров. Вполне вероятно, что правы те, кто считает, что используемые до сих пор методы определения абсолютного возраста по радиоизотопам не приемлемы по

отношению к конкрециям [Волков, 1979; Волков, Штеренберг, 1981; и др.]. Положение конкреций на поверхности раздела ил—вода, многие особенности их внутренней структуры свидетельствуют о том, что средняя скорость роста конкреций соизмерима со скоростью пелагического осадконакопления.

Изучение свежих наружных поверхностей и стенок трещин в конкрециях под сканирующим микроскопом четко показывает, что их рост идет путем осаждения (флокуляции) мельчайших хлопьев гидроокислов железа и марганца размером в десятые доли микрона [Marine..., 1977]. Они могут либо равномерно покрывать поверхность, либо налипать друг на друга, образуя протрузивные выросты, либо стягиваться в шарики (леписферы) величиной в несколько микрон и гроздевидные агрегаты из таких шариков. Внутреннее строение конкреций с четко фиксированной верхней и нижней поверхностями свидетельствует о том, что обрастание гидроокислами происходило как со стороны наддонной воды, так и со стороны ила. Во всех генетических концепциях относительно гидрогенных конкреций основную роль придают активным (имеющим заряд) поверхностям.

Многие исследователи считают, что имеющие заряд поверхности тех или иных твердых тел (будущие ядра) притягивали к себе из наддонной воды коллоидные частицы гидроокислов железа. Последние, в свою очередь, сорбировали ионы Mn^{2+} и тяжелых металлов (Cu, Ni, Co, Mo) и способствовали их переводу в гидратированные окисные формы. Новообразованные гидроокислы также сорбировали новые порции марганца и в конечном счете процесс обрастания шел автокинетически. Этот механизм объясняет гидрогенный рост конкреций со стороны, выступающей над поверхностью раздела ил—вода, а также корок на скальных поверхностях (например, на валунах базальтов, известняков и т.д.). Для объяснения роста конкреций со стороны ила этот механизм не пригоден. В этом случае приходится допускать диагенетическое стягивание к активным центрам из иловых вод аморфных гидроокисей железа — $Fe(OH)_3$ и марганца $MnO(OH)_2$.

Изучение иловых вод красных абиссальных илов подтверждает большое количество в них подвижной реакционноспособной формы Mn^{4+} [Глаголева и др., 1975; Волков и др., 1976; Пушкина и др., 1977].

Некоторые исследователи считают, что формирование пелагических конкреций идет почти целиком по второй схеме [Страхов, 1976б; Волков, Штеренберг, 1981]. Сторонники этой точки зрения отводят гидрогенному процессу роль лишь первичного накопителя в осадке большого количества гидроокиси Fe и Mn вместе с тяжелыми металлами в периоды максимального замедления поступления в осадок нерудной, алюмосиликатной составляющей.

Наряду с халиститическими зонами, где образование железомарганцевых конкреций происходит на поверхности медленно накапливающихся красных глубоководных илов, генетически сходные железомарганцевые корки образуются на склонах разнообразных океанических поднятий: симаунтов, срединных хребтов и окраинных плато. Одним из хорошо изученных объектов этого типа является плато Блейк, расположенное на западе Атлантического океана, сравнительно недалеко от побережья Флориды. На нем заведомо отсутствуют какие-либо вулканические проявления, и гидрогенное рудообразование здесь проявлено в наиболее чистом виде. Плато расположено вблизи северного тропика и большая часть его поверхности находится намного выше уровня карбонатной компенсации. Тем не менее на многих участках плато ни карбонатные, ни терригенные осадки не накапливаются, поскольку этому препятствуют сильные донные течения, связанные с Гольфстримом. Эти участки являются ареной интенсивного роста крупных железомарганцевых корок и конкреций на поверхности литифицированных, преимущественно карбонатных осадков. На крутых склонах (круче 20°) железомарганцевые образования представлены сплошными поверхностными корками, состоящими из слившихся конкреций и напоминающими бульжную мостовую. Местами склоны здесь покрыты крупными пластинами дискоидальной

и неправильной формы, возникшими в результате взламывания первичных "мостовых" сильными течениями. На более пологих склонах "мостовые" постепенно сменяются отдельными конкрециями. Местами железомарганцевые "мостовые" погребены под маломощными намытыми косами известняковых песков.

Для корок с плато Блейк, так же как и для абиссальных конкреций, характерны зонально-коломорфные структуры. Дж. Вендт отмечает, что очень характерными для плато Блейк являются конкреции, инкрустированные донными фораминиферами. Этот факт интересен тем, что среди ископаемых конкреций часто встречается этот тип. В составе конкреций плато Блейк широко распространен тодорокит, что, по мнению Д. Кронана, может быть следствием более низких значений eH в этих районах по сравнению с абиссальными.

При формировании протяженных железомарганцевых корок, расположенных на поверхности литифицированных осадков или базальтов или других пород в отличие от абиссальных конкреций, погруженных в полужидкий ил, осаждение рудных компонентов скорее всего шло только непосредственно со стороны океанической воды.

Итак, сходные по строению, составу и механизму накопления рудных элементов корки и конкреции располагаются в пределах самых разнообразных океанических структур: вблизи активных центров и на большом удалении от них, непосредственно на скальных обнажениях базальтов и там, где базальты перекрыты достаточно мощным слоем осадков или, где не только базальты, но и вообще какие-либо вулканические породы отсутствуют. Не влияет расстояние этих структур от континента. Зато везде общим условием появления железомарганцевых конкреций гидрогенного типа является малая скорость осадконакопления на конкретном участке. Часто ставится вопрос, что является источником рудных элементов, формировавших гидрогенные конкреции, — континенты, породы морского дна, гидротермы? С нашей точки зрения, любая попытка рассматривать только один из этих источников недоказуема. Несомненно лишь одно — непосредственным источником этих элементов была океаническая вода, содержащая уже обезличенный фонд этих элементов, оторванных от первичных источников, в виде ионов, комплексных соединений и тонкой взвеси. Поэтому отнесение этих конкреций и корок к гидрогенным, предложенное Э. Бонатти, Т. Крэмером, Х. Риделлом в 1972 г., удачно отражает одну из особенностей их генезиса. Другая особенность — главенствующая роль сорбции, которая, во-первых, определяет возможность извлечения рудных компонентов из морской воды, не обладающей избыточным их содержанием и, во-вторых, обуславливает высокое содержание Cu , Ni , Co и других малых элементов. Хотя средние содержания этих элементов, как показывает сводка Д.С. Кронана [Сronan, 1977], меняются в зависимости от приуроченности конкреций к тем или иным океаническим структурам, тем не менее везде концентрация тяжелых металлов в гидрогенных конкрециях примерно на порядок выше, чем в других отложениях.

Комплексные литологические исследования вдоль трансокеанического профиля через Тихий океан, от Японии до Мексики, показали, что вблизи границы смены пелагического осадконакопления гемипелагическим гидрогенные железомарганцевые конкреции исчезают, но появляются типичные диагенетические конкреционные скопления гидроокислов железа и марганца. В осадках переходной зоны четко различаются два слоя, резко отличающиеся значениями окислительно-восстановительного потенциала. Из них верхний окислительный, мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м, имеет красноватую окраску, тогда как для подстилающего, восстановительного характерна зеленовато-серая окраска [Розанов и др., 1972, 1976; Лисицына, Дворецкая, 1972]. Диагенетические скопления гидроокислов железа и марганца здесь сконцентрированы внутри окисленного слоя и на его поверхности. Это мелкие линзы с низкими концентрациями рудного вещества. Наблюдается четкое обособление линз, обогащенных железом, от

линз, обогащенных марганцем, и всегда первые расположены на более низких уровнях, чем вторые. Подобное разделение железа и марганца хорошо известно и является следствием того, что в интервале природных значений pH подвижность марганца сохраняется при значениях eH на несколько сотен милливольт выше. Так, при $pH = 8$ потенциал реакции перехода в нерастворимые окисные формы составляет для $Fe^{2+} \rightleftharpoons FeO(OH)$ (-200 мВ); для $Mn^{2+} \rightleftharpoons MnO(OH)_2$ (+500 мВ) и $Mn^{2+} \rightleftharpoons \delta MnO_2$ (+750 мВ) [Розанов и др., 1977; Пушкина и др. 1977; Страхов, 19766].

Обогащение железом и марганцем указанных линз по отношению к среднему содержанию этих элементов в окружающих илах незначительно. Особенно это касается железа, коэффициент обогащения которого около 1,5. Для марганца он, как правило, в пределах 3—6 и лишь в одной колонке были встречены линзы, с коэффициентом обогащения Mn, равным 55. Таким образом, в пределах окисленного горизонта обычно наблюдается лишь зачаточное рудообразование. Диагенетические марганцевые конкреции на поверхности окисленного слоя в пределах указанного профиля обычно мелкие, неправильной формы [Глаголева, 1972]. Диагенетическое конкрециеобразование по периферии океана очень близко к тому, которое наблюдается в Карском, Баренцевом, Белом, Балтийском и Черном морях, в заливах Британской Колумбии, а также в озерах Шотландии и северной гумидной зоны СССР [Штеренберг, 1971; Штеренберг и др., 1975; Волков, Штеренберг, 1981; Calvert, Price, 1977].

В целом, диагенетическое железомарганцевое рудообразование для океанов не характерно. Причина этого кроется в том, что его осуществление требует, с одной стороны, накопления в осадках достаточного количества реакционноспособного органического вещества, а с другой — активного поверхностного окисления, которое должно быть тем интенсивнее, чем больше в осадках органического вещества. При отсутствии в кровле осадков окисного слоя закисные соединения Fe и Mn получают возможность диффундировать из илового раствора в придонные слои воды. Однако железо лишь частично уходит из ила, а в основном фиксируется в виде аутигенных силикатных, карбонатных и сульфидных минералов.

При сопоставлении современного и древнего рудообразования следует учитывать, что диагенетические железомарганцевые окисные руды являются образованиями, названными Н.М. Страховым эфемерными. Это обусловлено тем, что по мере накопления осадков и перемещения границы между закисным и окисным слоями происходит более или менее полное разрушение ранее выпавших рудных скоплений.

Гидротермальные накопления железа и марганца установлены во многих океанических структурах в пределах или вблизи зон эндогенной активности, проявленных в виде активного вулканизма, выхода гидротерм, высокого теплового потока. В первую очередь это рифтовые долины срединных океанических хребтов и другие зоны спрединга, трансформные разломы, вершины и склоны отдельных симаунтов. Для этих зон бесспорно доказан вынос эндогенного железа, марганца, меди, цинка и других элементов вместе с кремнеземом и многими другими соединениями. В самом общем виде железомарганцевое рудообразование здесь обусловлено окислением выносимого гидротермами закисного железа и марганца, выпадением их гидроокислов вместе с кремнеземом в большей или меньшей близости от выхода гидротерм. Однако в зависимости от характера гидротерм, а также фациальной обстановки в местах их выхода на океаническое дно конкретное воплощение этого общего рудообразующего процесса может быть очень разным по степени разделения рудных компонентов, их минералогии, форме залежей.

Ярким и сравнительно хорошо изученным типом гидротермальных накоплений железа и марганца являются рудные холмы и гряды, обнаруженные в 20 км к югу от оси Галапагосской рифтовой зоны. Последняя расположена в пределах Панамской котловины, ограниченной с севера хребтом Кокос, а с юга — валом Карнеги. Панамская котловина — зона высокой биологической продуктивности,

куда поступает ощутимое количество терригенного материала с прилегающей части Южно-Американского континента. Это обуславливает повышенную скорость накопления осадков (5—10 мм/1000 лет).

Южное крыло Галапагосского рифта характеризуется расчлененным рельефом с амплитудами в несколько сотен метров. Однако глубина дна по всей ширине от оси спрединга до вала Карнеги не опускается ниже уровня карбонатной компенсации, что обуславливает преобладание в осадках этой зоны биогенного карбонатного материала. Осадки распределены очень неравномерно в зависимости от особенностей рельефа и скоростей придонных течений, которые местами достигают нескольких километров в час (например, 4 км/ч в седловине через вал Карнеги). Очень многие участки, как в пределах вала Карнеги, так и севернее не имеют осадочного чехла. Здесь вскрыты породы фундамента: базальты, уплотненные и измененные гиадокластиты, обломки которых часто покрыты типичными гидрогенными железомарганцевыми корками. В пределах рудной зоны скорости седиментации превышают средние для Панамской котловины в 3—5 раз, что объясняется сносом сюда биогенного материала с соседних участков.

За последние 10 лет рудная зона была детально и разносторонне изучена при проведении комплексных исследований, выполненных Скриппсовским институтом океанографии с применением подводных буксируемых и управляемых аппаратов, а также в 14-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" и при глубоководном бурении с б/с "Гломар Челленджер" во время 54-го и 70-го рейсов (скв. 424, 425, 506—509). Полученный фактический материал и результаты его обработки рассмотрены в многочисленных публикациях [Богданов и др., 1979; Гордеев и др., 1979; Мигдисов, 1981; Варенцов и др., 1982; Betzer et al., 1979; Lonsdale, 1977; Corliss et al., 1978, 1979; Hekinian et al., 1978; Nonnorez et al., 1981; и др.].

Рудные накопления представляют собой холмы диаметром до 50 и высотой в 15—20 м, иногда сливающиеся друг с другом и образующие вытянутые гряды. Отдельные поднятия и гряды расположены не хаотически, а грядами, субпараллельными оси спрединга на расстоянии около 100 м друг от друга. Их положение совпадает с мелкими разломами (амплитуда смещения 20—50 м) в базальтовом ложе, фиксируемыми под 20—30-метровым чехлом плейстоценовых кремнисто-карбонатных осадков. На фотографиях дна и при непосредственном наблюдении из аппарата "Элвин" видно, что рудные холмы на фоне серо-зеленых нелигифицированных кремнисто-карбонатных илов представляют собой выходы более твердых массивных черных пород с отдельными пятнами и полосами ярко-желтого цвета. Отдельные холмы полностью погребены под осадками.

Материалы драгировок, а также керны пройденных скважин показали, что в строении рудных холмов принимают участие руды железа и марганца разного состава и структуры. Вслед за Дж.Б. Корлиссом с соавторами [Corliss et al., 1978] большинство исследователей выделяют три основные группы рудного вещества.

Первую группу составляют почти чистые марганцевые руды, сложенные целиком кристаллическими фазами. Обломки их, извлеченные при драгировках, в большинстве случаев представляли собой плитки толщиной 1—6 см. Некоторые из них имели одну поверхность твердую и гладкую, а противоположную — мягкую и шероховатую. У других обе поверхности шероховатые. Гладкой поверхностью характеризуются наиболее плотные массы рудного вещества, тогда как шероховатую поверхность имеют землистые массы, пронизанные лишь отдельными, более плотными жилками. В составе этих руд отмечаются два минерала: бернессит и главным образом тодорокит. Они находятся в переменных количественных соотношениях, от почти чистых разновидностей одного до почти чистых разновидностей другого. Железо в этих рудах встречается редко в виде гидрогетитовых оторочек в порах.

Вторую группу составляют преимущественно железные руды, сложенные хорошо раскристаллизованными силикатами железа. Среди них выделяются два

типа: более плотные и комковатые. Первые целиком сложены рудным веществом от темно-зеленого до желто-зеленого цвета, вторые представляют собой изометричные комки полулитифицированного ила до нескольких сантиметров в поперечнике, имеющие окраску от темно-зеленого до темно-оранжевого цвета. Состоят они из смеси рудного вещества и вмещающего рудные холмы кремнисто-карбонатного ила. В шлифах видно, что большая часть остатков микроорганизмов замещена железистым веществом. Детальное изучение минералогического состава рудного вещества, многими относимого к нонtronиту, показало, что в обоих типах оно представлено гаммой неупорядоченных смешанно-слоистых фаз селадонит-нонtronит [Варенцов и др., 1982].

Третью группу рудных образований составляют рентгеноаморфные кремнисто-марганцево-железистые налеты и примазки красного и желто-оранжевого цветов, встречаемые иногда на поверхности марганцевых плиток.

Для всех типов рудного вещества характерно низкое содержание Cu, Co, Ni и других малых элементов по сравнению с гидrogenными железомарганцевыми конкрециями и корками, в том числе и теми, которые наблюдаются на обломках базальтов и гиалокластитов в 20—30 км южнее рудной зоны [Corliss et al., 1978; Богданов и др., 1979]. Исключение составляет Zn и Ba. Содержание Ba во всех типах драгированных образцов было высоким, близким к значениям в гидrogenных образованиях. Высокое содержание цинка наблюдалось только в марганцевых корках и рентгеноаморфных налетах. В нонtronитовых образцах его содержание низкое. Цинк присутствует в самостоятельной фазе в виде сфалерита, дающего четкие рефлексы на дифракционных кривых.

Фотографии поверхности дна, непосредственные наблюдения с подводного аппарата "Элвин" и керны скважин, пробуренных в пределах разных частей рудных холмов, дали надежный фактический материал об основных чертах строения рудных холмов и положении выделенных типов руд в разрезе.

Основная масса руд сосредоточена в центральной части холмов, выклиниваясь по направлению их склонов. За пределами холмов осадки не содержат рудного вещества. В пределах каждого изученного холма выделяются две рудные зоны. Наружная зона состоит из окисных марганцевых руд, бронирующих поверхность холмов. Эти руды составляют основу драгированного материала. Максимальная мощность слоя окисных руд (1,4 м) встречена в скв. 509-В. Местами они перекрыты маломощным (от 7 см до 1,4 м) слоем кремнисто-карбонатных илов. Внутренняя часть всех холмов сложена указанными железистыми смектитами. Преобладают полуконсолидированные грубоагрегированные разности более темного цвета, тогда как плотные более светлые встречаются реже. Контакты между обеими разностями, а также с вмещающими осадками характеризуются постепенными переходами. Большинство исследователей полагают, что нонtronитовые руды в теле купола образуют отдельные линзовидные тела мощностью до нескольких метров и протяженностью до одного-двух десятков метров среди вмещающих пелагических илов. Обращается внимание на то, что вмещающие илы в разрезе холмов резко обеднены остатками кремнистых организмов по сравнению с теми же илами за пределами холмов. Изучение иловых вод также показало, что в центральных участках с максимальной рудной насыщенностью они испытывают примерно полуторный дефицит в SiO₂ по сравнению с безрудными зонами. Все это объясняется тем, что на формирование рудных смектитов уходила не только большая часть выносимого гидротермами кремнезема, но и почти весь биогенный кремнезем, заключенный в осадках.

Ниже рудной зоны, между нею и базальтами, во всех рудных холмах выделяется пачка с 10—17-метровой мощностью пелагических карбонатных осадков с обильными ходами илоедов, часто заполненными железистыми смектитами, а также конкреционными выделениями пирита.

Подстилающие базальты были вскрыты на глубину несколько метров, сильно раздроблены и в этих пределах не несут следов гидротермальных изменений.

В настоящее время наиболее обоснована следующая схема формирования рудных холмов. Поступающие по трещинам и разломам в базальтах термальные воды, несущие Mn, Fe, Si, Ba, Zn, Cu, проникают в перекрывающие кремнисто-карбонатные осадки и продолжают двигаться по системе пор до поверхности дна. Из растворов на пути их движения через илы, по мере их постепенного остывания, снижения растворимости кремнезема, усиления активности кислорода и появления окислов железа начинает выпадать железо-кремневый гель, а возможно, и непосредственно нонтронит. Формирование нонтронита можно представить по схеме, предложенной Г. Хардером [Herder, 1978], основанной на экспериментальных данных. Как показал Г. Хардер, для этого необходимо наличие неполимеризованных ионов SiO^{4+} и присутствие ионов Fe^{+2} . Легко допустить соблюдение таких условий при прохождении гидротерм через массу осадков. Дальнейшее преобразование железисто-кремнистой массы идет в направлении появления смешанно-слоистых фаз и постепенного увеличения в их составе Fe-слюдистых межслоев типа селадонита. Марганец окисляется главным образом на поверхности раздела ил—вода, по-видимому, сразу выпадая в виде тодорокита, а возможно, и бернессита.

Таким образом, на пути движения терм через осадки намечается разделение выносимого ими железа и марганца в результате более раннего высаживания основной части железа в виде нонтронита. При быстром прохождении отдельных гидротермальных струй по зонам повышенной проницаемости выносимые ими марганец, железо и кремнезем могут не успевать полностью раздифференцироваться. Частично они выпадают в виде смешанного рентгеноаморфного осадка у выхода этих струй, а частью выносятся за пределы рудного холма. Исследованиями Г.Клинкхаммера, Р.Ф. Вейса и М. Бендера [Klinkhammer, Weiss, Bender, 1977], а также В.В. Гордеева и П.Р. Бетцера [Гордеев и др., 1979; Betzer et al., 1979] установлено, что слои океанической воды над рудным полем обогащены железом, марганцем, цинком и кремнеземом.

Галапагосский тип приустьевых гидротермальных рудных накоплений не уникальн, а обнаружен еще в нескольких местах. В Аденском заливе они также расположены недалеко (в 3 км) от оси срединга [Cann et al., 1977]. В Срединно-Атлантическом хребте они найдены в пределах трансформного разлома Феймос [Needham et al., 1978].

Несколько иной тип приустьевых гидротермальных образований наблюдается в Срединно-Атлантическом хребте, на широте 26° севернее экватора [Rona, 1976, 1980; Scott, 1974]. Этот участок был пересечен Транс-Атлантическим геопрофилем (ТАГ), по которому были проведены комплексные геолого-геофизические исследования. Гидротермальное поле ТАГ имеет общую площадь около 150 км^2 . Оно расположено около юго-восточного борта рифтовой долины, у места стыка ее с поперечным поднятием. Рудопроявления обнаружены на многих участках с разным удалением от оси срединга. Площадь отдельных участков достигает 10 км^2 . Все они встречены вблизи уступов, к основанию которых приурочены свалы базальтовых брекчий. Каждый уступ является топографическим выражением разломов, субпараллельных рифтовой долине. Эти разломы служат путями выхода металлоносных гидротерм. Наиболее молодые руды расположены в западной части поля.

Формирование рудопроявлений зависит от длительности накопления рудного материала. Так, на участке, где сейчас происходит активная гидротермальная деятельность, вызывающая аномальную температуру воды, наблюдаются лишь марганцевые корки толщиной до нескольких сантиметров на обломках базальтов, а также жилы в этих обломках. На другом участке, где гидротермальная деятельность к настоящему моменту закончилась, но по-видимому, просуществовала

достаточно длительно, марганцевые накопления не только покрывают корками обломки сильно измененных базальтов, но и являются базальным цементом всей брекчии. В отличие от Галапагосского рудного поля на площади ТАГ рудопроявления железа не обнаружены. Здесь пока вскрыты только руды марганца (до 39%), сложенные главным образом бернесситом и, частично, тодорокитом. Содержание малых элементов в них много ниже, чем в гидrogenных образованиях (например, Cu — 10—120, Ni — 50—790, Co — 15—25 ppm).

В отличие от Галапагосского рудного поля в районе термального поля ТАГ отсутствует слой осадков, и марганцевые руды отлагались непосредственно на базальтах. Эти руды вполне сопоставимы с марганцевыми рудами Галапагосских рудных холмов. Отсутствие в данном случае накоплений железа многие исследователи объясняют перехватом его на пути движения термальных вод через базальты в результате осаждения в виде сульфидов. Эти исследователи, базируясь на сравнении с некоторыми континентальными объектами, полагают, что ниже марганцевых залежей в подстилающих базальтовых лавах могут быть встречены массивные стратиформные и рассеянные руды из сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn [Scott, 1974; Bonatti, 1978]. На многих симаунтах, представляющих подводные вулканы и часто встречаемых и в Атлантическом и особенно в Тихом океане, обнаружены гидротермальные поля, в пределах которых наблюдаются марганцевые рудопроявления. Окисные выделения марганца, иногда вместе с кремнеземом, образуют здесь натечные корки и конкреции на поверхности пород и осадков, а также цементируют гиалокластиты, базальтовые брекчии, выполняют ходы животных в карбонатных осадках.

Некоторые исследователи полагают, что марганцевые выделения могут здесь иметь полигенное происхождение. Так, П. Лонсдейл, В. Бернс и М. Фиск [Lonsdale et al., 1980] в образцах, драгированных ими из кратера подводного вулкана на Восточно-Тихоокеанском поднятии, гидротермальными образованиями считают плотные конкреции, сложенные главным образом радиально-лучистыми кристаллами бернессита, тогда как рыхлые черные корки, покрывающие конкреции и обломки базальтов, они рассматривают как гидrogenные. Кроме гидроокислов марганца с некоторыми гидротермальными полями в пределах симаунтов связаны марганцеобразные цеолиты, а также фосфатные рудопроявления.

Выше были рассмотрены примеры гидротермальных рудопроявлений, в которых осадочная составляющая представлена или чисто марганцевыми образованиями или они резко преобладают над железистыми. Накопления железа в этом типе обнаружены или предполагаются на пути следования гидротерм к поверхности дна в базальтах или перекрывающих их маломощных осадках в форме сульфидов или силикатов. В то же время для современных океанических активных зон характерны участки, где железо отлагается на поверхности дна вблизи от выхода гидротерм. По-видимому, этот тип гидротерм имеет очень широкое распространение. Обычно большая часть железа осаждается в форме окисных и гидроокисных соединений. Однако в некоторых случаях, например, на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, первично железо выпадало в форме сульфидов вместе с сульфидами Cu, Ni, Zn и лишь в дальнейшем окислялось с формированием железистых охр, отличающихся от первичных окисных железных руд почти полным отсутствием Mn [Francheteau et al., 1979; Fleet, Robertson, 1980]. Гидротермально-осадочные рудные накопления гидроокислов железа по мере разбавления их безрудным материалом постепенно переходят в океанические металлоносные осадки.

Примером гидротермально-осадочных накоплений железа в океане являются руды, описанные Е. Бонатти и О. Жонсаном вблизи гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия на 11° ю.ш. [Bonatti, Joensuu, 1966]. Рудные отложения были драгированы с верхней половины склона подводного вулкана (симаунта), вершина которого расположена на глубине 1790 м. Были подняты куски до 30 см красновато-

желтых рыхлых и пористых осадков, содержащих более 30% Fe. Они состоят из очень плохо раскристаллизованного гетита. Повышенное содержание в этих осадках SiO₂ (12—18%) объясняется присутствием аморфного кремнезема и, возможно, неупорядоченных силикатов железа. Только в небольшом количестве в драгированном материале были встречены окислы марганца в виде мелких черных пористых выделений и тонких (до 1 мм) корочек на базальтах.

Другим примером сходных осадков с рудными концентрациями гидроокислов железа, вынесенного гидротермами, могут быть эоценовые отложения базального горизонта, вскрытого скважинами 294 и 295 в Западном Филиппинском бассейне [Bonatti et al., 1979]. Обе скважины были пробурены по проекту DSDP в 580 км к северо-востоку от Филиппинского хребта (Центрального разлома), рассматриваемого многими исследователями как ось спрединга. Базальный рудный горизонт расположен над щелочными базальтами, отличающимися от толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Мощность рудного горизонта варьирует от 14,5 до 58 м на расстоянии 1,2 км. Рудный осадок имеет темно-красную окраску и резко обогащен железом. Содержание железа варьирует от 20 до 45 и в среднем равно 31% (по результатам 13 анализов, приведенных в табл. IV в работе Е. Бонатти и др.). Средние содержания в них других элементов и соединений (в вес. %): Mn — 5,6; SiO₂ — 22,9; Al₂O₃ — 5,4; CaO — 1,9; Mg — 3,5; Na₂O — 2,6; K₂O — 1,4, (в ppm) В — 132; Ва — 1025; Cu — 670; Zn — 290; Со — 67; Ni — 440; V — 640; Pb — 145.

Основная часть железа в рудных осадках обеих скважин связана с гематитом, и, как полагает Е. Бонатти с соавторами, гематит возник в результате вторичной постепенной трансформации первичных гидроокислов железа. Гематит присутствует в виде очень мелких (<5 мкм) ограненных кристалликов, а также в составе сферических агрегатов, по-видимому, вместе с гидроокислами железа. В образцах, богатых гематитом, отмечается небольшая примесь железистых смектитов. Реже среди рудных осадков были встречены образцы, сложенные главным образом плохо раскристаллизованным гематитом и железистыми смектитами. Весь марганец в этих осадках, по-видимому, присутствует в рентгеноаморфной фазе, так как не дает четких рефлексов на дифракционных кривых. Высокое содержание кремнезема частично объясняется присутствием кремнистых органических осадков.

Формирование железорудных осадков Филиппинского моря указанные исследователи связывают с эоценовой гидротермальной активностью вблизи оси спрединга. При этом они отмечают, что базальные эоценовые отложения, вскрытые скв. 291 по другую сторону Филиппинского хребта, также характеризуются несколько повышенным содержанием железа (металлоносные осадки).

Подобные базальные железистые руды вскрыты отдельными глубоководными скважинами в Тихом, Индийском, реже — Атлантическом океанах в основании разреза океанического чехла, непосредственно над базальтами, и описаны во многих работах. Таким образом, базальные железистые рудопроявления, находящиеся в тесном парагенезе с базальтовыми излияниями, являются весьма характерными океаническими образованиями. Формирование и накопление этих железистых руд, по мнению большинства исследователей, происходит так же, как и в рассмотренных выше марганцевых рудах, вблизи центров излияния лав и в первую очередь вблизи осей спрединга. Разное попадание Fe и Mn в рассмотренных выше примерах гидротермального рудонакопления с учетом известных данных об их подвижности, по-видимому, объясняется характером гидротерм. Большое влияние должны оказывать не только кислотно-щелочные свойства и химический состав гидротермальных растворов, но и скорость их подъема, характер выхода источников на дне, их дебит. В случае существования на дне высокодебитных относительно кислых гидротермальных источников наиболее вероятно, что при смещении термальных и морских вод вблизи устья окислится и выпадет в виде гидроокислов только часть Fe. Остальная часть Fe уйдет на формирование при-

гидротермального облака гидроокисной взвеси, которая может уноситься далеко от устья. Большая часть Mn поступает в океаническую воду и в ней обезличивается. В случае высачивания терм, близких к нейтральным с небольшим дебитом, создаются условия, благоприятные для того, чтобы Mn успел окислиться и тут же осесть в условиях резкой смены eH на границе с морской придонной водой. Значительная часть Fe в этих случаях может успеть осесть раньше в виде сульфидов или силикатов по пути движения гидротерм. При большей интенсивности таких терм поверхность может достигать и Fe, где оно будет окисляться вместе с окислами марганца и кремнезема. Как известно, гидроокислы железа и кремнезем легко образуют смешанные гели вследствие разной зарядности частиц. При большом подтоке термальных вод часть железа, марганца и кремнезема не успевает осаждаться непосредственно около устья. Они обогащают больший или меньший объем океанической воды над местом выхода терм.

В последние годы гидротермальные облака рудной взвеси в океанической воде обнаружены над Галапагосским рудным полем, над гидротермальным полем ТАГ в Атлантике и в других местах [Klinkhammer et al., 1977; Betzer et al., 1979; Гордеев и др., 1979]. Рудное облако над Галапагосской рифтовой зоной было детально изучено во время 14-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев". Эти работы проводились совместно советскими и американскими исследователями во главе с В.В. Гордеевым и П. Бетцером. Было установлено, что обогащение океанической воды рудной взвесью проявляется примерно в 1000 м выше дна и на расстоянии более 100 км к северу от оси рифтовой зоны. Было установлено, что содержание Fe по сравнению с фоновым возрастает в 100 раз и более. Примерно во столько же раз возрастает и содержание Mn. В 70 раз увеличивается содержание Zn. Максимальные содержания всех рудных элементов во взвеси наблюдались над осью спрединга на глубине 233 м над дном. Здесь общее содержание взвеси достигало 0,25 мг/л. По-видимому, еще большие ее содержания могли быть в более глубоких слоях воды, но они не были опробованы. Из рудных компонентов в составе взвеси преобладают Fe — 14,8, Zn — 8 и Mn — 1,3%, т.е. те же элементы, которые наиболее характерны для руд Галапагосского рудного поля. Под электронным микроскопом видно, что взвесь состоит из частиц менее 4 мкм в диаметре. Состав частиц сложный и обработка их слабыми кислотами для удаления Mn показала, что последний образует скорее всего пленки на поверхности твердых частиц иного состава [Betzer et al., 1979]. Привлекает внимание, что в составе эксгальционных взвесей, где бы они ни были изучены (Галапагосская зона, зона ТАГ, вулкан Бану-Вуху), Fe резко преобладает над Mn.

Рудная взвесь, попадая в сферу гидродинамики, разносится течениями на большее или меньшее удаление от устья гидротерм и осаждается, обогащая рудными элементами обычные океанические осадки. Малый размер частиц, сложенных главным образом гидроокислами железа, позволяет им длительное время находиться во взвешенном состоянии и дополнительно сорбировать на своей поверхности обычным гидрогенным путем ряд малых элементов и частично Mn. Таким путем формируются металлоносные океанические осадки: обычно карбонатные на хребтах и бескарбонатные на их склонах и во впадинах ниже уровня карбонатной компенсации. Характерным для всех металлоносных осадков является смешанный марганцево-железистый состав рудной составляющей, но всегда с резким преобладанием железа.

Самыми широко развитыми отложениями этого типа являются металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана, связанные с вулканической и гидротермальной деятельностью в Восточном-Тихоокеанском (ВТП) и соседнем Чилийском поднятиях. Между этими осадками и обычными пелагическими карбонатами и красными глубоководными илами абиссальных равнин наблюдаются постепенные переходы, и границы определяются весьма условно. В отличие от гидротермальных марганцевисто-железистых рудных осадков, металлоносные

осадки ВТП, хотя и связаны с активными центрами, но не имеют непосредственной связи с отдельными конкретными выходами гидротерм.

Во время 14-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" по изучению металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана, который проводился под руководством Ю.А. Богданова, в пределах гребня и склонов ВТП было встречено несколько типов металлоносных осадков [Богданов и др., 1979]. В пределах гребня ВТП и верхней части его склонов, до глубин порядка 4300 м, распространен карбонатный тип металлоносных осадков, где разбавителем рудного вещества является биогенный материал: кокколиты, планктонные фораминиферы и органический детрит из обломков донных фораминифер и мшанок. Наиболее богаты рудным веществом обычно кокколитовые илы, что может объясняться большой ролью гидродинамического режима в распределении рудного материала. Металлоносные карбонатные илы внешне отличаются от нормальных карбонатных пелагических осадков бурой, иногда неравномерно-пятнистой окраской, интенсивность которой зависит от количества пигментирующего рудного вещества. Средние содержания Fe и Mn в этом типе осадков соответственно 4 и 1,2%, что при пересчете на бескарбонатное вещество составляет примерно 20 и 6% (при содержании Al около 3%).

Второй тип металлоносных осадков — бескарбонатный. Областью распространения этих осадков являются нижние части склонов ВТП и прилегающие части глубоководных котловин. Внешне они отличаются от нормальных илов гораздо более темной окраской. Обычно она темно-бурая или буровато-черная. Меняется и структура осадков: они становятся коломорфно-творожистыми, иногда полужидкими. Характерна очень высокая влажность (иногда более 80%). Среднее содержание Fe и Mn в таких илах примерно 15 и 4% соответственно (при содержании Al около 6%).

Основным рудным компонентом перечисленных типов металлоносных осадков являются коломорфные сгустки оптически гомогенного желтоватого вещества с показателями преломления (N) — 1,53—1,55. Размер частиц около 3 мкм. Кроме того, по сравнению с пелагическими илами, в металлоносных осадках увеличивается содержание мелких глобулярных частиц бурого цвета с N — 1,56. Оба типа коломорфных частиц представляют собой смешанные железокремнистые образования, а различия в окраске и показателях преломления зависят от соотношения кремнезема и гидроокислов. На основании изучения магнитной восприимчивости, мессбауэровской спектроскопии, рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии В.И. Багин вместе с другими исследователями установили, что основная часть Fe присутствует в виде гетита с размером элементарных частиц от 150 до 300 Å [Багин и др., 1975]. Отмечалось также присутствие отдельных глобулей от 1 до 10 мкм нонтронита.

Значительная часть видимого марганца металлоносных осадков сосредоточена в микроконкрециях. Обычный их размер до 0,25 мм. Поэтому при фракционированном изучении металлоносных осадков фракция от 2 до 20 мкм по сравнению с фракцией <2 мкм всегда обогащена Mn (в 1,5—5 раз). Такая же картина в поведении Mn наблюдается и при изучении фракций красных глубоководных глин [Halbach, 1979]. Остальная часть Mn в металлоносных осадках присутствует, по-видимому, в очень тонкодисперсной фазе, вероятно смешанной с гидроокислами железа. В составе микроконкреций отмечался вернадит и тодорокит.

Иной тип бескарбонатных металлоносных осадков (также вблизи ВТП) развит в депрессии Бауэра. Рудная часть в них на 70—90% сложена нонтронитом в виде отдельных глобулей диаметром <2 мкм и их агрегатов до 50 мкм. В виде примеси присутствуют смешанно-слоистые фазы, содержащие слюдястые пакеты [Sayles et al., 1975]. Это может служить доказательством, что здесь намечается та же направленность преобразования железистых смектитов, которая установлена в красноморских илах [Бутузова и др., 1979, 1980]. Ф.В. Чухров в осадках депрессии Бауэра среди минералов железа отмечает также ферригидрит, гематит, акаганеит [Чухров и др., 1977].

Сходные металлоносные осадки обнаружены также севернее экватора, в полосе, примыкающей к разлому Клариион [Bischoff, Rosenbauer, 1977]. Но развиты они в северо-восточной части Тихого океана лишь на локальных участках. Помимо перечисленных среди рудных минералов в металлоносных осадках Тихого океана отмечаются магнетит, сульфиды, Fe, Cu, Ni, окислы Cu, Pb, Zn, самородные Au, Ag, Al, Fe, Cu, Zn, интерметаллические соединения, карбонаты Fe и Mn [Волков, Штеренберг, 1981].

По своему масштабу металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана являются уникальными образованиями и в таком количестве нигде в Мировом океане не встречаются.

Особый тип современных гидротермальных железомарганцевых рудных отложений представляют осадки некоторых глубоководных впадин рифтовой зоны Красного моря. Хотя последнее связано с внутриконтинентальным рифтом, но осадко- и рудообразование в его пределах так же, как и вулканизм, весьма информативны для понимания ранних этапов развития и океанов и многих геосинклинальных поясов. В частности, осадкообразование в рудогенных депрессиях Красного моря позволяет представить один из возможных вариантов условий накопления кремнистых и рудных компонентов в составе некоторых геосинклинальных марганцевоносных формаций [Осадкообразование..., 1979].

В пределах рифтовой зоны Красного моря начиная с 1963 г. обнаружено около десятка глубоководных впадин, содержащих более или менее мощные рудные горизонты. Все эти впадины представляют собой четко выраженные в рельефе дна депрессии, площадью от первых квадратных километров до нескольких десятков квадратных километров. Глубина депрессий относительно дна от нескольких десятков до первых сотен метров. Их форма варьирует от изометричной до овально-вытянутой. Депрессии имеют достаточно крутые склоны, иногда с углами до нескольких десятков градусов. Несколько из этих впадин в настоящее время заполнены горячими высокоминерализованными рудоносными рассолами. Привлекает внимание, что не только по рудной специализации, но и по соотношению щелочных и щелочноземельных катионов эти рассолы резко отличаются от нормальных эвапоритовых рассолов той же солёности ($26^0/00$). Установлено, что рудоносные рассолы связаны с существованием на дне многих депрессий гидротермальных источников [Современное ..., 1974]. Большинство исследователей склонны объяснять высокую минерализацию рассолов растворением миоценовых эвапоритов по мере движения по ним гидротермальных вод.

Одна из наиболее крупных депрессий и детальнее всего изучена впадина Атлантик II. Рудные осадки в ее пределах и условия их образования привлекли внимание многих зарубежных и советских исследователей. Накоплен разнородный фактический материал, хорошо известный из многочисленных публикаций [Современное гидротермальное ..., 1974; Бутузова и др., 1977, 1980; Бутузова, Лисицына, 1983; Волков, Штеренберг, 1981; и др.]. Рудоносные осадки этой впадины достигают мощности 30 м и залегают на различных более древних Красноморских комплексах. Местами они лежат на плиоцен-плейстоценовых карбонатно-терригенных отложениях, аналогичных четвертичным Красноморским осадкам, развитым за пределами депрессий (фоновая ассоциация). Местами под рудными осадками вскрыты миоценовые эвапориты, а местами базальтовые лавы. Рудные осадки представляют собой пеструю по окраске, составу и минералогии толщу. Первоначальные предложения Дж. Бишоффа о наличии в толще горизонтов руд резко различающихся по своему фациальному типу, при последующих исследованиях не подтвердилось. В целом для толщи характерно не выдержанное по простиранию строение. Единственной границей, прослеженной почти на всей площади депрессии, является раздел между верхней частью толщи, в которой преобладают аморфные осадки, и нижней, более хорошо окристаллизованной.

Основными компонентами рудной толщи впадины Атлантик II являются

аморфные гидроокислы железа с той или иной примесью аморфного кремнезема. Обычно содержания последнего варьируют в пределах 20—30%, а общее количество Fe меняется от 25 до 60%, в среднем составляя около 35%. Среднее содержание Mn в рудной толще, за исключением пластов манганита, около 1,5% [Бутузова, Лисицына, 1983]. В зависимости от соотношения между основными компонентами, степени окристаллизованности, некоторых вариаций химического состава, структурно-текстурных особенностей в пределах всего рудного тела впадины выделяются несколько типов рудных осадков (или рудных зон). Для верхней (2—2,5 м) части толщи, наиболее выраженной в пределах впадины, характерны темно-бурые, иногда почти черные, рентгеноаморфные железокремнистые гелеподобные сильно обводненные илы с микроглобулярной структурой. В юго-западном конце впадины, где сосредоточены основные выходы гидротерм, в составе верхнего ила увеличивается содержание сульфидов: В виде небольшой примеси в илах верхней зоны отмечаются гетит, нонтронит, карбонаты железа и марганца, сфалерит.

В подстилающей, большей по мощности части рудной толщи, широко развит окисный тип преимущественно железистых осадков, имеющих желто-оранжевую окраску. Они сложены главным образом смесью кремнезема с окислами и гидроокислами железа, в которой наряду с рентгеноаморфными фазами присутствуют гетит, а местами (например, у южного конца впадины) и гематит. Гетит образует сфероиды диаметром от 1 до 30 мкм. В зоне окисных железистых осадков в нескольких колонках были встречены черные манганитовые руды. Их мощность в разных колонках от 15 до 50 см. Пока не ясно, образуют они единый пласт или отдельные линзовидные тела. Вероятнее последнее, хотя приурочены такие линзы скорее всего к одному стратиграфическому уровню.

Помимо осадков окисного типа в нижней части толщи также выделяются черные обогащенные сульфидами осадки. Они являются полиметаллическими рудами и резко обогащены Zn (до 17%), Cu (до 2,5%), Pb (до 0,4%). Наряду с рентгеноаморфными сульфидами Fe, Zn, Cu они содержат также пирит, сфалерит, халькопирит. Самая высокая концентрация сульфидов и самая высокая степень их окристаллизованности отмечаются в южной части впадины, где в заметном количестве появляются и сульфаты (ангидрит и барит). В нижней части рудоносной толщи Атлантис II намечается несколько зон с осадками, обогащенными сульфидами.

Таким образом, накопление рудного вещества во впадине Атлантис II происходило в форме кремнежелезистых гелей, гидроокислов и сульфидов. Отчетливо намечается тяготение сульфидных форм к местам разгрузки гидротерм. Намечается тенденция и в степени окристаллизованности рудного вещества. Она увеличивается не только сверху вниз по разрезу, но и в сторону приближения к местам выхода гидротерм. Следует отметить, что увеличивается степень окристаллизованности не только окисных и сульфидных соединений, но и кремнежелезистого вещества. Наряду с появлением высокожелезистых смектитов (нонтронитов) появляется тенденция постепенного замещения последних железистыми слюдами селадонитового типа [Бутузова и др., 1979, 1980].

Хотя отложения других впадин Красного моря изучены менее детально, уже сейчас ясно, что рудоносность большинства из них отличается от описанной во впадине Атлантис II [Бутузова, Лисицына, 1983]. Прежде всего общая рудонасыщенность осадков большинства других впадин Красного моря ниже, чем во впадине Атлантис II. Только во впадинах Тетис и Гипсум рудное вещество является также основным компонентом осадочной толщи. В то же время впадины Суакин, Судан, Неркус вообще не содержат рудных горизонтов. Для большинства же впадин характерно чередование в разрезе безрудных карбонатно-терригенных осадков с отдельными рудными горизонтами. Набор типов рудных осадков в разных впадинах разный. Так, сульфидный тип осадков был встречен, кроме впадины Атлантис II, только во впадине Тетис. Во многих впадинах (Гипсум, Альбатрос, Эрба) рудное вещество представлено главным образом железом в виде рентгено-

аморфных кремнежелезистых гелей, гидроокислов и сульфидов с той или иной примесью гетита, лепидокрокита, гематита, магнетита, нонтронита, сидерита. Содержание Mn в этих рудах близко к фоновому содержанию в осадках Красного моря. Однако в ряде впадин (Шагара, Дискавери, Тетис) накопление марганцевых руд было столь же распространенным, как и железных. Обычно железистые горизонты в этих впадинах содержат фоновые концентрации Mn и сложены в разных соотношениях кремнежелезистым гелем, гидроокислами, гетитом, лепидокрокитом, иногда магнетитом. Марганцевые горизонты содержат до 40% Mn, представленного в форме рентгеноаморфных гидроокислов, манганита и тодокрита. Обычно эти горизонты обогащены и железом (до 20% Fe).

Ключом к пониманию Красноморского рудогенеза может быть современное рудообразование во впадине Атлантик II. В настоящее время в ее пределах над рудными осадками располагаются горячие рассолы, высокая плотность которых позволяет им скапливаться в пониженных участках дна и затрывает смещение с морской водой. Толща рассолов имеет двухслойное строение. Каждый слой имеет выдержанную по всей площади температуру и соленость. Верхний слой, мощностью около 30 м, по замерам 1963 г., имел температуру около 44°C и соленость 123⁰/₀₀. Переход от него к расположенной выше морской воде с температурой 22°C и соленостью 42⁰/₀₀ осуществляется в зоне мощностью около 25 м. Переход к нижнему, основному слою рассолов, выполняющему всю впадину с глубины 2042 м до дна, происходит в зоне мощностью около 5 м. Основной слой рассолов имел в 1963 г. температуру около 57°C и соленость 257⁰/₀₀. Повторные замеры температуры рассолов в 1972 г. показали увеличение ее в нижнем слое до 60, а в верхнем — до 50°C. Это может служить указанием на усиление гидротермальной активности в пределах впадины Атлантик II. Следует отметить, что если для придонной морской воды характерно присутствие растворенного кислорода в количестве 2 мл/л, то в рассолах он практически отсутствует. Окислительно-восстановительный потенциал (eH) рассолов — 100мВ при pH=5,0 [Современное ..., 1974]. Рассолы обогащены кремнеземом по сравнению с водой Красного моря в 15 раз, Fe в 5000 раз, Mn в 25 000 раз. Формирование основной массы рудного вещества во впадине Атлантик II осуществляется вблизи контакта насыщенных кислородом морских вод и анаэробных рассолов. В этой зоне смешения появляется бурая взвесь гидроокислов железа, содержащая некоторое количество сорбированных Cu, Ni, Co, Mn, и Pb. Эта взвесь в условиях царящего во впадине гидродинамического покоя постепенно садится на дно. По-видимому, вместе с гидроокислами железа идет хемогенная садка кремнезема. Последнее особенно примечательно, так как, несмотря на то, что его концентрация в рассолах около 50 мг/л, все же она ниже значений насыщения по отношению к чистому аморфному кремнезему. Г. Хардер неоднократно отмечал, что пределы насыщения растворов кремнеземом по отношению к железистым силикатам и некоторым алюмосиликатам ниже, чем по отношению к аморфному кремнезему. Возможно, что и для садки кремнежелезистых гелей достаточна менее значительная концентрация кремнезема. Выпадении основной массы сульфидов, по мнению большинства исследователей, происходит сейчас в слое рассола. Однако относительно источника H₂S мнения исследователей расходятся. К. Эмери с соавторами считают, что формирование H₂S происходит в верхней части анаэробного рассола за счет реакции восстановления сульфат-иона морской воды под действием бактерий [Современное ..., 1974]. Свою точку зрения они основывают на данных изучения изотопного состава серы в сульфидах впадины Дискавери. И.И. Волков, также основываясь на данных изотопного состава, отстаивает точку зрения об abiогенном глубинном источнике H₂S и о пульсирующем его поступлении в слой рассолов. Свободный H₂S в рассолах отсутствует, что объясняют полным и быстрым его удалением присутствующими в рассоле металлами.

В настоящее время в зоне контакта с морской водой из рассолов выпадает 90% железа и около 80% кремнезема, причем большая часть Mn уходит за пределы

впадины вместе с рассолами. Подобная схема осадконакопления, по-видимому, характерна для периода, когда интенсивность поступления гидротермальных рассолов превышает интенсивность смешения с морскими водами, и часть рассолов перетекает в соседние впадины Чейн и Дискавери. Однако подобные условия являются временными. Учитывая пульсирующий характер гидротерм, можно представить условия, когда поступление гидротермальных рассолов могло быть менее значительным и зона смешения с морскими водами могла опускаться до поверхности рудного ила. В этих условиях садка рудного вещества могла больше напоминать обстановку накопления, существующую в пределах Галапагосских рудных холмов, с выпадением на поверхность осадка окисных марганцевых руд.

Поскольку в пределах рифтовой зоны Красного моря трудно ожидать больших вариаций в составе гидротермальных растворов, вероятно, разнообразие строения рудных толщ в пределах изучения впадин во многом можно объяснить, исходя из разной интенсивности поступления гидротермальных растворов, объема впадин и их глубин.

За пределами впадин в осадках Красного моря гидротермальные рудопроявления нигде не обнаружены. Рудообразование во впадинах Красного моря показало, что глубоководные депрессии при определенных условиях могут стать ваннами для скопления аномальных гидротермальных растворов. В таких депрессиях форму рудной залежи определяла форма депрессий, поскольку выпадение рудного вещества происходило по всей площади контакта, заполняющего ванну раствора с нормальными морскими водами, а не только вблизи устья гидротермальных источников.

Таким образом, современное гидротермальное рудообразование в океанах проявлено в разнообразных формах, но в большинстве случаев оно локализовано вблизи центров вулканической деятельности, вблизи выходов гидротермальных растворов. Только в Тихом океане металлоносные осадки имеют более широкое площадное распространение. Это обычно объясняют большой вулканической и гидротермальной активностью, обусловленной высокой скоростью спрединга в пределах ВТП.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ И РУДОПРЯВЛЕНИЯ

Железомарганцевое рудообразование в геосинклинальных поясах обсуждается во многих работах на примере многочисленных месторождений. За всю историю их изучения накопился огромный фактический материал по строению отдельных месторождений, соотношению в них различных рудных и безрудных составляющих, по структурно-текстурным, минералогическим и геохимическим особенностям руд. Во многих работах рассматриваются различные стороны генезиса этих месторождений. Большое внимание при разборе генезиса геосинклинальных месторождений, в том числе и осадочных, всегда привлекала роль вулканизма и эксгалиационно-гидротермальной активности в поставке рудного вещества. Цель данного раздела не сводка всего имеющегося по геосинклинальным месторождениям материала, а лишь краткий показ, насколько среди геосинклинальных осадочных морских железомарганцевых рудопроявлений и месторождений проявлены рассмотренные выше типы океанических железомарганцевых рудонакоплений.

Как было показано выше, для океанов характерно гидрогенное рудонакопление в виде конкреций и корок. Сведения о железомарганцевых конкрециях среди геосинклинальных отложений весьма отрывочные, поскольку эти образования среди литифицированных комплексов не имеют промышленной ценности и до последнего времени не привлекали внимание исследователей. Первой сводкой такого разрозненного материала по ископаемым конкрециям является

работа Г. Дженкинса [Jenkyns, 1977]. Из рассмотренных им примеров наиболее бесспорными аналогами абиссальных гидрогенных конкреций являются конкреции, встреченные среди меловых отложений некоторых островов (Тимор, Роти) внешней дуги Зондской островодужной системы. На западе острова Тимор позднемеловые красные кремнистые глины с конкрециями вскрыты в виде олистолитов в миоценовой олистостроме. Конкреции округлой и эллипсоидальной формы имеют размер от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров; встречаются сложные конкреции более неправильной формы. Поверхность конкреций бугристая. Обычно они имеют зональное строение с ядрами из радиоляриевых кремней. Состав конкреций марганцево-железистый с содержанием Mn около 12,5 и Fe — около 21%. Для них характерно высокое содержание глинисто-кремнистого материала. Концентрации Ni, Cu, Co и Ba достигают в них десятых долей процента. Аналогичное положение занимают сходные конкреции на о. Роти.

На востоке о-ва Тимор конкреции обнаружены среди мергелей и радиоляриевых кремней меловой формации Вай Буа. По составу они менее однородны, чем встречающиеся на западе. Более богатые Mn имеют размер в несколько сантиметров. Они твердые, плотные, лишённые зональной структуры, с бугорчатой поверхностью, покрытой черной гладкой корочкой. Содержание Mn в них доходит до 52%, основной минерал — пиролюзит. Характерно высокое содержание Cu (до 4500 ppm) и Ba (до 5500 ppm). Более железистые разновидности конкреций достигают размера 15 см, имеют концентрически-зональное строение, бурую окраску. Содержание Fe в них до 32% при содержании Mn до 13,5%. Концентрация малых элементов в них ниже, чем в чисто марганцевых конкрециях, хотя у Ba достигает 4000 ppm. Считается, что формирование всех рассмотренных конкреций происходило на больших глубинах, хотя Восточно-Тиморские, по-видимому, образовались на более приподнятых участках, вблизи уровня карбонатной компенсации или несколько ниже него.

Кроме конкреций Зондской дуги, по-видимому, аналоги абиссальных гидрогенных образований — конкреции среди эоцен-олигоценых глубоководных абиссальных глин, выведенных на поверхность о-ва Барбадос (Малая Антильская дуга).

Вероятно, к гидрогенному типу могут быть отнесены конкреции в нумидийском флише о-ва Сицилия. Вмещающая толща сложена серо-бурыми песчано-глинистыми отложениями верхнего олигоцена-нижнего миоцена. Конкреции имеют концентрически зональное строение.

Их состав варьирует от существенно марганцевого, с высоким содержанием Ni, Cu, Zn, до почти чисто железистого, обогащенного Co. Во всех конкрециях доминируют кристаллические фазы: бернессит, тодорокит, литиофорит, гетит, гематит и кварц. Несмотря на гидрогенное происхождение этих конкреций, нельзя считать их абиссальными образованиями, поскольку сам нумидийский флиш отличается от абиссальных осадков. Считают, что он формировался на участке погруженной континентальной коры у подножия Африканского континента уже на поздних этапах развития Альпийского пояса. Все другие перечисленные Г. Дженкинсом примеры глубоководных железомарганцевых конкреций по характеру вмещающих пород, составу и строению еще больше отличаются от современных гидрогенных конкреций абиссальных частей океанов. В отношении некоторых из них возникают сомнения, не являются ли они диагенетическими, аналогичными встречающимся в современных морях и по периферии океанов? Другие близки к гидротермальным железомарганцевым образованиям.

Гораздо чаще среди фанерозойских геосинклинальных отложений встречаются железомарганцевые конкреции, ассоциирующие с карбонатами. Этот тип может быть сопоставлен с современными конкрециями и корками плато Блейк.

Подобные ассоциации описаны среди девонских и нижнекарбонатовых отложений юга Западной Европы и в мезозойских отложениях Альпийского пояса. Во всех случаях Fe-Mn-конкреции и корки связаны со стратиграфически конденсированными карбонатными отложениями, известными как фашия известняков "гриотто" в палеозое или как фашия известняков "аммонитико-россо" в мезозое (см. раздел "Карбонатакопление"). На участках развития этих известняков часто фиксируются поверхности длительного отсутствия накопления осадков, известные как поверхности цементации, или "хардграунды". Полагают, что их формирование происходило в зонах сильных течений, препятствовавших накоплению осадков. К указанному типу известняков, а также к хардграундам обычно приурочены железомарганцевые конкреции и корки. Особенно хорошо структурная и фашиальная обстановки времени формирования "аммонитико-россо" и хардграундов восстановлены для Альпийского пояса [Обуэн, 1967; Хеллем, 1978; Robertson, 1981]. В его пределах поздне триасовое—раннеюрское время характеризовалось интенсивным дроблением триасового континента на крупные блоки в связи с началом раскрытия океана Тетис. Часть блоков опускалась, а часть оставалась приподнятой. Именно к последним приурочены "хардграунды", красноцветные нодулярные известняки и связанные с ними железомарганцевые накопления.

Девонские конкреции этого типа в большинстве районов имеют ядра из сильно изъеденных обломков известняков или скелетных фрагментов. Размер конкреций до нескольких сантиметров. Цвет от бурого до черного. Обычно они концентрически зональные с коломорфной структурой. Часто в их строении принимают участие инкрустирующие фораминиферы. В отличие от современных конкреций плато Блейк они более железистые. Отношение Mn к Fe в них варьирует от 0,1 до 0,45 с содержанием Fe до 31% при Mn 5%. Из группы тяжелых металлов в них определялся Ni, которого, как и следовало ожидать по низкому содержанию Mn, несколько меньше (до 0,1%), чем в гидрогенных океанических конкрециях. Рудный материал в девонских конкрециях целиком представлен кристаллическими фазами: гематитом, манганитом, криptomеланом, тодорокитом, иногда родохрозитом (в небольшом количестве).

Поздне триасовые и юрские конкреционно-корковые образования в пределах Альпийского пояса еще более, чем девонские, сходны с современными гидрогенными накоплениями в пределах окраинно-океанических плато. По материалам Г. Дженкинса, среди юрско-триасовых отложений встречаются эллипсоидальные конкреции размером до нескольких сантиметров. Цвет их от красноватого до черного. Обычно они не имеют различных ядер, но иногда ядра состоят из обломков раковин, кусков известняка, редко из обломков вулканических пород. Текстура конкреций концентрически зональная, реже массивная; структура коломорфная, часто имеющая типичное столбчатое строматолитоподобное микростроение. В конкрециях часто встречаются следы сверлящих водорослей и грибов, инкрустирующие фораминиферы, серпулы и мшанки. В разных районах для конкреций указываются различные соотношения Mn и Fe; чаще Fe превалирует над Mn. Богатые марганцевые разности были встречены в Сицилии и на севере Известняковых Альп; в них Mn/Fe достигает 10. Содержания Ni, Co, Cu, Pb варьируют, но остаются на уровне тех высоких значений, которые обычно встречаются в современных океанических гидрогенных накоплениях. Примечательно, что в составе юрских конкреций сохранилось много рентгеноаморфных гидроокислов. Из кристаллических фаз отмечается гетит, гематит, тодорокит и пиролюзит. Характерно присутствие большого количества тонкорассеянного кальцита.

Анализ проводимых в литературе примеров ископаемых гидрогенных железомарганцевых образований приводит к выводу, что в геосинклинальных складчатых поясах широко распространены гидрогенные накопления Fe и Mn в

пределах карбонатных блоков на участках воздействия донных течений. Эти рудопроявления вполне сопоставимы с рудопроявлениями плато Блейк. В то же время в этих поясах пока не известны гидрогенные конкреции абиссального типа. Отложения, вмещающие конкреции о-ва Барбадос, по существу, представляют локально выведенные на поверхность глубоководные осадки современного Атлантического океана. В пределах Зондской дуги, как одной из структур современной активной окраины Азиатского континента (современная, не закончившая свое развитие геосинклинальная область), меловые отложения островов Тимор и Роти также могут рассматриваться, как отражающие развитие оседного участка Индийского океана.

Осадочные гидротермальные, тесно связанные с вулканизмом железомарганцевые рудопроявления и месторождения обнаружены во многих местах среди раннегеосинклинальных эффузивно-кремнистых формаций, в пределах офиолитовых зон Альпийского пояса, а также складчатых поясов Урала, Казахстана, запада Центральной и Северной Америки. За последние 10 лет в связи с новыми тектоническими представлениями многие исследователи уделили большое внимание сравнению этих рудопроявлений с океаническими гидротермальными рудопроявлениями. Особенно много в этом направлении сделано Е. Бонатти и А. Робертсоном. Среди раннегеосинклинальных эффузивно-кремнистых формаций известно несколько типов железомарганцевых рудопроявлений, более или менее напоминающих продукты, откладываемые современными гидротермальными источниками внутри океанов. Интересны в этом отношении умбриды (железистые с повышенным содержанием Mn осадки), на о-ве Кипр, в пределах массива Троодос, многократно описанные. Недавно такие же рудопроявления обнаружены на севере Омана, в разрезе Симейлского покрова [Robertson, Hudson, 1973; Fleet, Robertson, 1980].

В Симейлском покрове выделяются три несущих оруденение самостоятельных комплекса: нижних лав, осадков сухайлахской формации. Между комплексами нижних и верхних лав местами наблюдается пологое угловое несогласие. Комплекс нижних лав, мощностью 1500 м, сложен зеленокаменно-измененными подушечными афировыми базальтами. Комплекс верхних лав имеет изменчивую мощность и более разнообразный характер. В нем наряду с подушечными выделяются массивные и столбчатые разности базальтов. Местами в большом количестве встречаются разнообразные базальтовые брекчи. В составе самых поздних отложений верхнего комплекса лав на севере изученной части покрова намечаются несколько непрерывно дифференцированных циклов с гомодромной последовательностью излияний, начинающихся базальтами и завершающихся кислыми лавами. Эта часть разреза верхнего комплекса, интерпретируемая как отложения вулканического центра островодужного типа, прослеживается в субмеридиональной полосе, протягивающейся через северную часть тектонической зоны Вади Салахи на юге до южной части зоны "Эллей" на севере. Позднемеловая сухайлахская формация, перекрывающая как нижние, так и верхние лавы, включает металлоносные породы (умбриды), глинистые радиоляриты, радиоляриты, пелагические пелитоморфные известняки и вулканокласты. Под нижними лавами расположена типичная для офиолитовых поясов сложная серия полнокристаллических изверженных пород: габброидов, трондьемитов, диабазов комплекса параллельных даек.

Рудопроявления среди нижних лав представлены массивными медно-железистыми колчеданами, которые в поверхностной зоне покрываются корками пестроокрашенных окислов и гидроокислов (так называемые железные шляпы или госсаны). Наряду с массивными сульфидами и продуктами их изменения среди нижних лав встречаются красные слоистые охры и красно-бурые умбриды (содержащие, в отличие от охр, кроме гидроокислов Fe и гидроокислы Mn). Пространственные соотношения между перечисленными рудами можно видеть

к северу от р. Вади Салахи на участке Зуа (рис. 22, А). Здесь среди лав прослеживаются несколько небольших рудных тел.

Обычно под ними лавы сильно брекчированы и пронизаны железистыми жилами, а еще ниже переходят в зоны интенсивного окремнения и ожелезнения. В отличие от подстилающих, лавы, перекрывающие рудные тела, обычно не изменены.

Сульфиды железа и меди образуют линзы протяженностью до нескольких десятков метров и мощностью до нескольких метров. Как отмечалось, в поверхностной зоне окисления они замещены пестрыми охрами и часто приобретают псевдоконгломератовую текстуру. Наряду с телами массивных сульфидов к этим же горизонтам приурочены тонкослоистые красные охры, которые латерально, на протяжении нескольких десятков метров замещаются красно-бурыми умбритами. Мощность охр и умбритов варьирует в пределах первых метров. В нескольких километрах севернее участка Зуа, на участке Ямбу, в самой верхней части комплекса нижних лав наблюдаются мелкие линзовидные тела умбритов.

А. Флит и А. Робертсон считают, что изливание нижних лав происходило вблизи оси спрединга. Формирование линз массивных сульфидов, по их мнению, происходило на дне бассейна в блюдцеобразных депрессиях на поверхности лав, куда поступали горячие гидротермальные воды, на своем пути подвергавшие окремнению и ожелезнению подстилающие лавы. Указывается, что слоистые охры выпадали из более окисленных гидротермальных источников, а переход их по простирацию в умбриты рассматривается как следствие хорошо изученного железомарганцевого фракционирования в процессе постепенного окисления рудных компонентов гидротермальных растворов по мере удаления от места их вытекания на дно бассейна.

Обстановка накопления руд в нижних лавах, по мнению указанных исследователей, была сходной с наблюдаемой сейчас в пределах ВТП на 21° с.ш.

Рудопроявления среди комплекса верхних лав более обильные и более разнообразные. Особое место занимает участок Ямбу. Здесь разрез верхнего комплекса лав начинается подушечными базальтами, окремненными, пронизанными ожелезненными жилами с рассеянными сульфидами (рис. 22, Б). В базальтах встречаются тонкие выклинивающиеся пропластки железистых охр. Однако наиболее примечательными на этом участке являются горизонты черных сильно марганцевистых малокремнистых умбритов, включающие холмовидные тела ("горы") твердых железисто-кремнистых пород. Эти горизонты сосредоточены среди лав, примерно в 50 м выше подошвы комплекса. В горизонтах умбритов железистые тела, как правило, расположены на базальтах, сверху и по простирацию сменяясь слоистыми умбритами, но встречаются тела, целиком окруженные умбритами. Размер "гор" около 3 м в диаметре и 2 м в высоту, и расположены они на расстоянии 10—20 м друг от друга. Некоторые тела с крутыми стенками окаймлены шлейфами железистых обломков, но чаще переход к умбритам имеет характер пальцевидного выклинивания. Железисто-кремнистая порода обычно имеет грубослоистую текстуру и сахаровидную структуру. Рудная их составляющая состоит из окислов и гидроокислов железа, лишь местами с примесью марганца. Иногда наблюдается кавернозное, брекчированное и псевдоконгломератовое строение. Такие участки содержат оранжевые железистые, черные марганцевые, розовые и серые известняковые обломки. А. Флит и А. Робертсон считают, что по крайней мере часть кремнежелезистых тел представляет собою рудные холмы, сходные с сульфидными образованиями ВТП на 21° с.ш. В последующем они подверглись окислению, обохриванию и обусловленному этими процессами брекчированию. Большую роль в формировании этих холмов указанные исследователи склонны придавать сульфат-редуцирующим бактериям, живущим у места разгрузки гидротерм. Эти исследователи допускают,

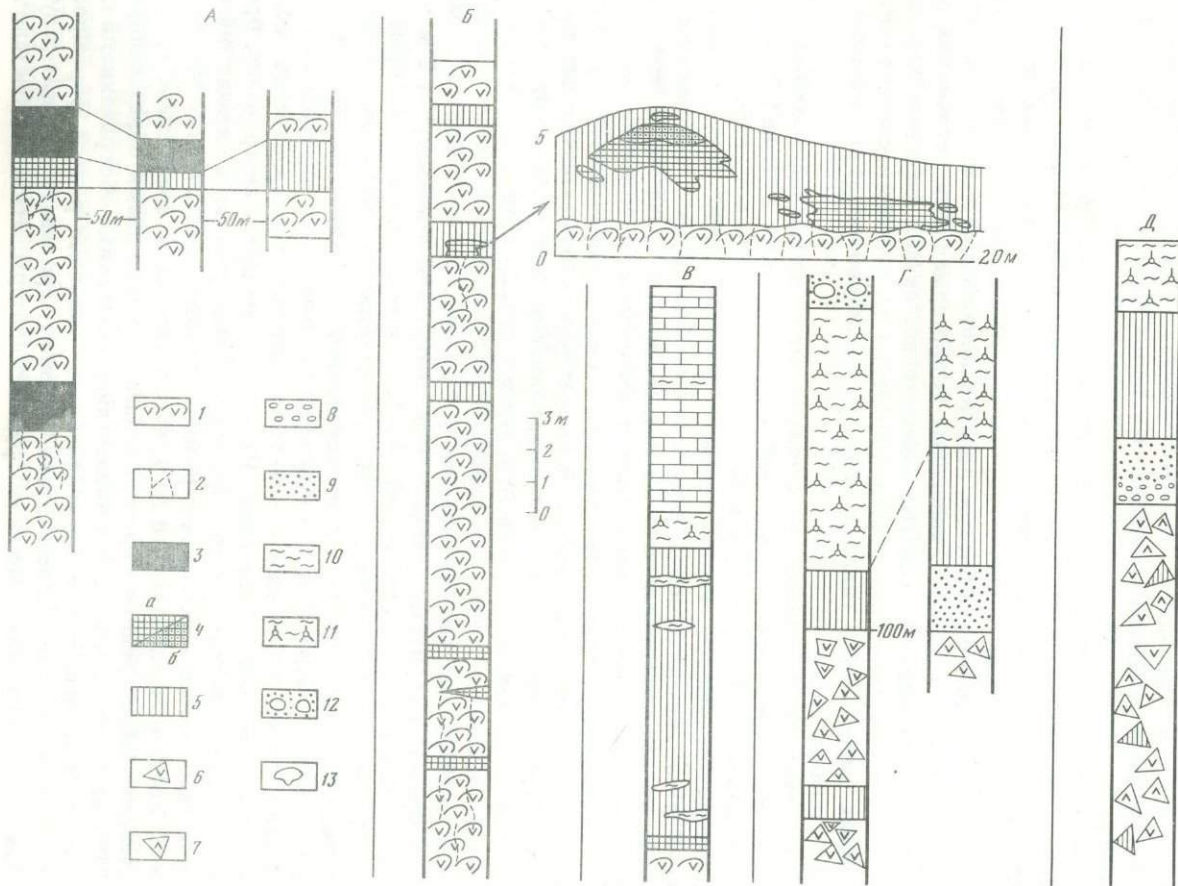


Рис. 22. Соотношение железомарганцевых рудопоявлений с эффузивами и осадочными комплексами в Симейлском покрове [Fleet, Robertson, 1980]

Участки: А — Зуха, Б — Янбу, В — Сухайлах, Г — Эллей, Д — Мулайнах. 1 — подушечные базальты; 2 — гидротермальные жилы; 3 — госсаны; 4 — слоистые охры: а — без Mn, б — с Mn; 5 — умбриты; 6, 7 — стратифицированные брекчи: 6 — базальтов, 7 — средних и кислых эффузивов; 8 — конгломераты; 9 — песчаники; 10 — кремни; 11 — радиоляриты; 12 — олистостромы (?); 13 — рудные "холмы"

что часть холмов формировалась в результате первичного осаждения гидроксидов железа. Авторы статьи полагают, что хотя железистые тела и вмещающие умбриты формировались почти одновременно, их накопление не зависело друг от друга, так как к моменту осаждения умбритов рудные холмы уже существовали и были сложены литифицированным материалом. Однако пальцевидные переходы между умбритами и породами холмов, отмеченные авторами, указывают на более тесную их генетическую связь.

На других участках Симейлского покрова более высокие горизонты комплекса верхних лав содержат только умбритовые накопления. Обычно это небольшие линзовидные тела умбритов, иногда с прослоями вулканокластов. Такие линзы тяготеют к отдельным уровням (вероятно, границам между отдельными лавовыми потоками). На тех же стратиграфических уровнях встречаются линзы розовых и серых тонкослоистых фораминиферовых мелоподобных известняков. Иногда умбриты и известняки пронизаны ходами илоедов. Поскольку большинство линз умбритов подстилается участками измененных лав, разбитых многочисленными ожелезненными трещинами, А. Флит и А. Робертсон полагают, что рудный материал не испытывал далекого переноса от мест разгрузки гидротерм. Довольно продолжительные перерывы между отдельными излияниями лав способствовали накоплению на поверхности дна заметных количеств биогенных карбонатных осадков. Оманские лавы отличаются от вмещающих умбриты Кипрских лав, где вулканическая деятельность была более непрерывной, присутствием пелагических осадков. В целом формирование всего комплекса верхних лав, близкого к островодужному, по мнению указанных исследователей, происходило на некотором удалении от осевой зоны спрединга. С отмеченными выше дифференцированными лавами островодужного типа связаны крупные гидротермальные залежи массивных сульфидов.

Основная масса умбритов в пределах Симейлского покрова связана с сухайлахской формацией. Эта формация представляет собой полифациальную толщу, в которой умбриты встречаются в сочетании с различными отложениями. Однако общим для всех участков, где вскрыта сухайлахская формация, характерно тяготение умбритов к нижним частям ее разреза.

Наиболее мощные залежи умбритов наблюдаются в пределах тектонической зоны Вади Джиззи на участке Сухайлах, где отсутствует комплекс верхних лав и отложения сухайлахской формации перекрывают нижние подушечные лавы (рис. 22, В). На этом участке, в отличие от всех других, в подстилающих умбриты лавах отсутствуют сколько-нибудь значительные зоны обычно наблюдаемой гидротермальной переработки в виде окремнения и ожелезнения вдоль многочисленных секущих жил. В то же время отмечается, что верхние 10 м лав брекчированы и выполнены в интерстициях селадонитом. Вышележащие умбриты мощностью 3—10 м прослежены в виде непрерывной полосы протяженностью более 0,5 км. Основная масса умбритов представляет темно-бурую богатую марганцем слоистую кремнистую массу, в которой содержатся небольшие, неправильной формы линзочки кремней. В самом основании умбритов, на контакте с лавами, прослеживается маломощная зона красных относительно обедненных марганцем умбритов. В верхней части слоя умбриты становятся более глинистыми и соответственно более бледно окрашенными. Выше они сменяются маломощными слабо известковисто-кремнистыми аргиллитами, над которыми лежит пласт (мощностью 6,5 м) розовых и серых пелитоморфных известняков с мелкими следами ряби течений и ходами илоедов. Разрез сухайлахской формации заканчивается на этом участке мощной обвально-оползневой брекчией.

В ином соотношении с отложениями сухайлахской формации находятся умбриты в пределах тектонической зоны Вади Салахи, где осадочный комплекс перекрывает "верхние" лавы. Так, на одном из участков этой зоны комплекс осадочных пород мощностью до 10 м выполняет на поверхности лав депрессию

около 1 км в поперечнике. В разрезе краевых частей депрессии преобладают серые, розовые, бурые кремнистые (радиоляритовые) аргиллиты и темно-серые тонкозернистые вулканокластичные. Умбриты приурочены к центральной части депрессии, где в подстилающих лавах расположена вертикальная зона интенсивного брекчирования и ожелезнения. В нижней половине разреза маломощные (до 1 м) слои умбритов с линзами кремней чередуются со слоями серых вулканокластических песчаников и алевролитов. В верхней половине разреза умбриты исчезают и их место в чередовании занимают кремнистые аргиллиты.

Сравнительно мощные тела умбритов (протяженностью до 300 м при мощности до 10 м) характерны для участков, где в составе сухайлахской формации главную роль играют грубые брекчии, некоторые из которых, по мнению изучавших их геологов, формировались у основания тектонических уступов в пределах синэруптивных разломов. Такие брекчии разбиты на севере изученной части Симейлского покрова (зона Эллей) и его юге (зона Вади Ахин). В зоне Эллей на одном из ее участков, глубостратифицированная брекчия из обломков лав, имеющая мощность 60 м, перекрывает блок, сложенный 150-метровой толщиной автобрекчий, под которой расположен поток базальтов со столбчатой отдельностью. Среди стратифицированных брекчий встречаются линзовидные тела умбритов, но главная залежь последних расположена непосредственно выше (рис. 22, Г). На севере участка, где умбриты достигают максимальной мощности, они перекрыты радиоляритами, тогда как в нескольких сотнях метров к югу в зоне выклинивания умбритов они перекрыты известняками, которые еще дальше к югу лежат непосредственно на брекчиях. Такие замещения А. Флит и А. Робертсон склонны объяснять воздействием кислых терм на растворение карбонатного материала при его осаждении. Выше умбриты и пелагические осадки перекрыты мощными обвальными оползневыми отложениями, выделенными на карте участка как полимиктовые брекчии и осадочный меланж (олистохрома?).

Характер сухайлахской формации в пределах вулканического центра комплекса верхних лав очень близок к описанным выше. На участке Мулайнах разрез формации начинается не выдержанными по простиранию брекчиями и конгломератами из обломков кислых, средних и основных лав в красно-буром глинистом цементе. Эти породы перекрывают автобрекчированные потоки кислых и средних лав. Над брекчиями залегают умбриты мощностью до 10 м, которые закартированы в виде многочисленных линзовидных тел протяженностью до 150 м. Внизу разреза умбриты чередуются с вулканокластическими песчаниками и алевролитами. Внутри умбритов встречаются линзы кремней. Умбриты перекрыты и, по-видимому, латерально замещаются бурыми кремнистыми аргиллитами. Выше бурых аргиллитов расположены типичные эдафогенные серпентинитовые песчаники и конгломераты.

Из изложенного следует, что оманский тип гидротермально-осадочного железомарганцевого оруденения теснейшим образом связан с собственно вулканической деятельностью как в осевой зоне спрединга, так и на некотором удалении от нее. Накопление рудных осадков происходило и в период интенсивной вулканической деятельности, в промежутки между отдельными эрупциями, и непосредственно после ее завершения. Формирование сульфидных и окисно-железистых осадков (охран) осуществлялось главным образом в пределах оси спрединга. Это, по мнению А. Флита и А. Робертсона, объясняется относительно восстановительным характером поступавших на дно гидротермальных растворов. С удалением от оси спрединга в зонах накопления верхних лав гидротермы характеризовались более высокими значениями *eH*. Поэтому даже в местах выхода растворов шло накопление не только гидроокислов железа, но одновременно и гидроокислов марганца. Такая разница в характере гидротерм может быть следствием того, что с удалением от оси спрединга в составе гидротерм, вероятно,

возрастала роль морской воды, поскольку вся вулканическая постройка за пределами рифтовой долины становится более доступной для создания конвективной циркуляционной системы. Проникновение морской воды должно было увеличивать eH , понижать температуру растворов и усиливать их кислотные свойства по мере снижения степени диссоциации воды.

Накопление умбритов, по-видимому, происходило как в местах разгрузки гидротерм, так и на некотором удалении от них в западинах рельефа лавовой поверхности. Хотя в работе А. Флита и А. Робертсона не приведены данные по химическому и минералогическому составу оманских умбритов, из общих описаний следует, что, по-видимому, основным нерудным компонентом в их составе является кремнезем и тонкозернистый обломочный алюмосиликатный материал. В то же время прослоя якобы субсинхронных серых пелагических известняков сухайлахской формации, по-видимому, не обогащены рудным материалом. Эта особенность привлекает внимание в связи с тем, что вблизи современной оси спрединга на ВТП карбонатные осадки являются зоной максимального накопления рудных элементов. По-видимому, отмеченное своеобразие сухайлахских карбонатов указывает на несколько более позднее их накопление по сравнению с умбритами, когда активность гидротермальной деятельности резко упала.

Наиболее интенсивная гидротермальная деятельность была, по-видимому, сосредоточена в зонах разломов, субсинхронных эрупциям и простирающихся как параллельно, так и поперечно к оси спрединга.

Совершенно аналогичные оманским рудопоявления были описаны на Кипре в пределах массива Троодос [Robertson et al., 1973]. Основная их часть представлена в форме умбритов, где эти металлоносные отложения и получили такое название, поскольку использовались для изготовления красок. Умбриты залегают на комплексе верхних подушечных базальтовых лав в основании кремнисто-карбонатных кампан-маастрихтских отложений. Более мелкие тела умбритов были встречены и среди лав.

Кипрские умбриты представляют собой сильно железистые бескарбонатные осадки с повышенным содержанием Mn и малых элементов. Среднее содержание в них железа около 28, а марганца — около 6%. По сравнению с перекрывающими их кремнистыми аргиллитами и глинистыми радиоляритами умбриты обогащены Ba, Co, Cu, Ni, Pb, V, Zn, Zr, т.е. теми же элементами, которые содержатся в металлоносных осадках Тихого океана.

Нерудная составляющая кипрских умбритов, по-видимому, представлена главным образом аморфным кремнеземом (SiO_2 — 10%) с небольшой примесью вулканомиктового материала (Al — 2%). Многие умбриты имеют тонкую параллельную напластованию слоистость. Обычно они слагают относительно мелкие линзы. Однако встречаются и более крупные линзы, протяженность и мощность которых может возрастать в 10 раз. В таких линзах умбриты часто несут следы переотложения рудного и нерудного материала, что выражено в проявлении градиционной слоистости, оползневых текстур. Часто в таких линзах умбриты хаотически перемешаны с туфами (вероятно, гиалокластитам) и обломками подушечных лав. В этих случаях умбриты напоминают некоторые типы металлоносных осадков, встреченных на гребне ВТП (ст. 1011) в 14-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" [Богданов и др., 1979].

В составе рудного материала кипрских умбритов отмечается преобладание рентгеноаморфных фаз и лишь в некоторых пробах отмечается гетит. От металлоносных осадков Тихого океана умбриты отличаются более высоким содержанием рудных компонентов. Многие образцы умбритов — железные руды с содержанием Fe около 40%. Это связано с меньшей засоренностью умбритов нерудным материалом, что объясняется недалеким разносом взвеси гидроокислов железа от места их выпадения из гидротермальных растворов. В то же время повышенная концентрация в умбритах перечисленных выше малых элементов

свидетельствует о том, что гидрогешный процесс сорбции этих элементов гидроокислами, как и в современных металлоносных осадках, успевал проявить себя в полной мере.

Внешний вид, характер залегания и соотношения с лавами и другими осадками свидетельствуют, что условия формирования оманских и кипрских умбринов были очень близкими. По-видимому, в формировании рудных залежей на Кипре несколько большую роль играли процессы переотложения рудных осадков в депрессии.

Как и в Омане, на Кипре ниже верхних подушечных лав, среди базальтов встречаются рудопроявления сульфидов и тонкослоистых охр, аналогичных обнаруженным в комплексе нижних лав Симейлского покрова.

Типы железорудных накоплений в меловых вулканогенно-осадочных комплексах Омана и Кипра во многом напоминают накопления железа в более древних геосинклинальных комплексах и, в частности, в среднедевонских отложениях Центральной Европы. Среднедевонские месторождения Лан-Диллской мульды, Моравско-Силезской мульды, Тюрингии и Нижнего Гарца стали классическим примером вулканогенно-осадочных железных руд [Страхов, 1963]. Эталоном их строения может служить месторождение Лан-Дилл. Железорудные залежи во всех перечисленных месторождениях локализованы в верхней части вулканогенно-осадочных комплексов. Во всех случаях эти комплексы включают субаквальные потоки основных лав (базальтов, чаще спилитов), мощные пласты измененных основных туфов (шалыштейнов), субинтрузивные тела кератофинов. Рудные залежи в месторождении Лан-Дилл расположены в верхней части шалыштейновых горизонтов. Обычно руды месторождений сконцентрированы в пределах многочисленных и сравнительно небольших линз. На месторождении Лан-Дилл насчитывается более 30 таких линз. Длина их до 1 км при мощности 3—10 м. Обычно эти руды низкокачественные с содержанием железа не более 40% (часто менее 20%). Концентрации железа обычно сильно варьируют в пределах даже одной залежи. Рудные линзы на месторождении Лан-Дилл тяготеют к западинам рельефа как на поверхности потоков миндалекаменных спилитов, так и шалыштейнов. Часто в рудах отмечается примесь туфового материала.

Среди девонских вулканогенно-осадочных месторождений по степени окисленности первичного железистого вещества выделяются четыре основные рудные фации: гематитовая, магнетитовая, силикатная (шамозит-тюрингитовая) и пиритовая. Как подчеркивал Н.М. Страхов, все перечисленные фации имеют первичное седиментационное происхождение, что резко отличает их от обычных осадочных руд. Наиболее распространены первые две фации, но в пределах месторождения Лан-Дилл наряду с ними (хотя и в резко подчиненном количестве) встречены силикатные и пиритовые руды. Пространственные соотношения между разными фациями руд сложные и пока не выявлено ясных закономерностей в их распределении.

Как подчеркивает Н.М. Страхов [1963], характерны и структурно-текстурные особенности девонских руд. В гематитовых рудах обычна как массивная, так и тонкослоистая текстура с постепенными переходами между ними. Структура их часто несет следы преобразования геля. В то же время очень характерно, что в них почти не встречаются оолиты. В силикатных рудах иногда наблюдается мелкоглобулярная структура.

Н.М. Страхов считал, что формирование девонских вулканогенно-осадочных железных руд происходило вследствие поступления на морское дно умереннокислых восстановленных гидротермальных растворов, несущих Fe, Mn (в заметном количестве), Al (мало), SiO₂ (ограниченное количество), щелочные и щелочноземельные металлы, возможно некоторое количество Cu, Cr, V, а также SO₂ и H₂S (в изменчивых количествах). В этих условиях железо и марганец

должны были выноситься в закисной форме, в виде хлоридов и карбонатов, реже сульфидов.

По мере смешения с морской водой уменьшалось количество избыточной CO_2 , что должно было способствовать садке карбонатов, в том числе FeCO_3 и MnCO_3 . Охлаждение растворов уменьшало растворимость SiO_2 и способствовало выпадению силикатов железа и аморфного кремнезема. По мере дальнейшего смешения растворов с морской водой возрастало ее окисляющее действие, и выпадение закисных форм железа сменялось выпадением его окисных форм с появлением сначала магнетитовой, а затем гематитовой фаций. В результате возникает минералогическая зональность по отношению к источнику поступления рудного вещества (устью гидротермы), обратная той, что наблюдается в обычных осадочных месторождениях (например, по отношению к устью реки). Для накопления гидроокислов железа, выпадавших уже из сильно разбавленных морской водой растворов, требовались условия затишья. Поэтому они могли скапливаться только в западных рельефах, что и установлено на месторождении Лан-Дилл.

Из приведенного краткого описания девонских вулканогенно-осадочных железорудных месторождений, заимствованного из обобщающей работы Н.М. Страхова, видно, что они во многом напоминают оманские и кипрские рудопроявления: 1) по соотношению руд с вулканическими породами; 2) по характеру залежей и их распределению; 3) по существованию рудных фаций разной степени восстановленности от сульфидной до окисной; 4) по предполагаемой схеме образования. Некоторые их особенности и прежде всего более значительный масштаб оруденения может быть одним из следствий иного типа вулканизма (контрастно дифференцированные спилит-кератофировые серии).

Наряду с существенно железистыми гидротермально-осадочными накоплениями среди эффузивно-кремнистых раннегеосинклинальных формаций гораздо шире распространены мелкие месторождения и рудопроявления Mn. Формирование марганцевых накоплений, тесно связанных с яшмами, установлено почти на всем протяжении фанерозоя, от венда до эоцена. Наиболее подробно они были изучены в начале 40-х годов на западе США в составе юрско-меловой францисканской формации Калифорнии и описаны в работах Н. Таллиаферо. Эти описания без больших дополнений не только до сих пор используются при характеристике марганцевосности собственно францисканской формации, но на них основывается характеристика всего указанного типа оруденения и построение тех или иных генетических моделей [Страхов, 1963; Соколова, 1982; Snyder, 1978; и др.]. При характеристике этого типа оруденения за эталонные на территории Советского Союза обычно берутся девонские руды восточного склона Южного Урала [Гаврилов, 1972; Калинин, 1978]. Впервые они были детально изучены в 40-х годах Н.П. Херасковым. Е.А. Соколова рассматривает их как составную часть палеозойских марганценосных формаций карамалыташского типа, очень сходных с мезозойскими формациями францисканского типа. Рудные тела и вмещающие их отложения в составе мезозойских и палеозойских формаций, как правило, вскрыты в пределах сложных покровно-складчатых структур. Поэтому многие первичные соотношения между различными типами руды, между ними и вмещающими комплексами нарушены. Первичный состав руд и пород также претерпел большие изменения при диагенезе, метаморфизме и гипергенезе. Для восстановления первичного состава руд и пород и их пространственных соотношений приходится прибегать к интерполяции отдельных фактов, собранных по разным месторождениям. Решение многих генетических проблем нуждается в накоплении новых фактических данных.

В этом отношении очень интересны материалы по марганцевым месторождениям северо-западной части Коста-Рики, тесно связанные с офиолитовым комплексом Никоя [Kuipers, Denyer, 1979]. Последний прослеживается вдоль тихоокеан-

ского побережья Центральной Америки. Возникновение этого пояса относят к кампанскому времени. Эффузивно-осадочная составляющая офиолитовой ассоциации в районе месторождений представлена базальтами и радиоляритами. В полосе протяженностью около 70 и шириной около 40 км выявлено 15 марганцевых месторождений. В южной половине этой полосы рудные залежи расположены среди базальтов, тогда как в ее северной половине марганцевые тела заключены среди перекрывающих базальты радиоляритов. Кроме того, несколько залежей было обнаружено на контакте базальтов и радиоляритов. По-видимому, с севера на юг происходит вскрытие более глубоких рудных горизонтов.

Все залежи марганца среди базальтов южной зоны заключены в тела джасперитов — яшмовидных пород, окраска которых варьирует от желтой до красной. Эти джаспериты внешне сходны с радиоляритами северной зоны, но резко отличаются от последних своей микроструктурой. Под микроскопом они выглядят как микробрекчия из обломков окислов (гидроокислов) железа и микро-криптокристаллической кварц-халцедоновой цементирующей массы. Местами они рассечены кварцевыми, цеолитовыми и железистыми микрожилками. В цементирующей массе кое-где проявлена тончайшая микрослоистая структура обтекания обломков, а также концентрически-зональная структура в пределах миллиметровых выделений. Встречены также структуры выполнения кварцем микрожеод. Все подобные микрослоистые структуры Е. Кюперс и П. Деньер рассматривают как следы выпадения джасперитов из коллоидальных систем. Подобные породы встречаются среди эффузивно-кремнистых комплексов других районов. В СССР сходные джаспериты принято называть яшмокварцитами в отличие от яшм, имеющих осадочное происхождение.

Джаспериты слагают среди базальтов два типа тел: секущие базальты трубки и стратиформные линзы. В нескольких местах было установлено, что первые были встречены на более глубоких уровнях, чем вторые. Трубочатые тела обычно имеют с базальтами четкие разделы и, как правило, лишены марганцевых выделений. Стратиформные линзы могут достигать длины 100 м при мощности около 5 м. Подобные линзы примерно на одном стратиграфическом уровне образуют своеобразные горизонты, которые прослеживаются в пределах некоторых месторождений на несколько километров. Подстилающие базальты в основании отдельных линз (на месторождениях вблизи г. Павонос) несут следы метасоматического замещения вдоль трещин джасперитами, превращаясь в базальт-джасперитовые брекчии. В нижней части самих перекрывающих джасперитов иногда сохраняются из подобных брекчий гнезда до нескольких метров. Указанные выше исследователи считают, что такое соотношение базальтов и джасперитов свидетельствует о том, что часть стратиформных джасперитов имеет метасоматическое образование. В верхней части линз джасперитов иногда встречаются отдельные остатки радиолярий и следы сверлящих организмов, свидетельствующие об их накоплении на дне водоема. Этим объясняется и то, что перекрывающие базальты ни в одном из изученных месторождений не подверглись джасперитизации.

Со стратиформными джасперитами (яшмокварцитами) связано марганцевое оруденение. Оно представлено в виде рассеянных по породе железомарганцевых прожилков (штокверковый тип оруденения), которые секут не только джаспериты, но и прилегающие к ним измененные базальты. Толщина жил редко достигает 10 см. Хотя рудные жилки составляют не более нескольких процентов объема линзы, гипергенные продукты замещения марганцевых руд вызывают ложное впечатление более значительного масштаба марганцевого оруденения. Отмечается, что соотношение Fe и Mn в жилках из разных участков линзы изменяется довольно сильно на протяжении первых десятков метров.

Иной тип марганцевого оруденения наблюдается среди радиоляритов там, где они перекрывают базальты (северные месторождения). Выделяются два

типа рудопроявлений: полосчатые марганцевистые радиоляриты и марганцевые корки и конкреции. В первом — окислы марганца образуют выклинивающиеся слои миллиметровой толщины среди обычной для радиоляритов органично-криптозернистой кремнистой массы, пигментированной гематитом. Содержание марганца в этих слоях может достигать 65%. Обычно они вытянуты субпараллельно напластованию, но иногда секут его, а местами приобретают нодулярную форму. Изредка подобные радиоляриты бывают рассеяны густой сеткой марганцевых прожилков и оруденение приобретает штоковый характер. Марганцевистые радиоляриты слагают линзообразные тела до 10 м мощностью. В ряде случаев удалось установить, что латерально эти линзы сменяются джасперитами, не содержащими марганцевого оруденения. Последние внешне и по микроструктуре сходны с их разностями, встречающимися среди базальтов южной группы месторождений, но более сильно пронизаны кварцевыми микрожилками и местами среди обломков микробрекций содержат реликты скорлупок радиолярий. Отсутствие в них марганца также отличает их от стратиформных джасперитов среди базальтов. Марганценозные радиоляриты бывают удалены от джасперитов по латерали более чем на 100 м. Поэтому в одном обнажении переход между ними часто проследить не удается. Тела джасперитов обычно имеют резко расширяющуюся снизу вверх конусообразную форму. Сам переход от джасперитов к радиоляритам обычно постепенный.

Марганцевые корки и конкреции располагаются на верхней поверхности как джасперитов, так и линз полосчатых марганцевистых радиоляритов. Протяженность корок может достигать 100 м. Обычно они имеют нодулярную верхнюю поверхность и пористую внутреннюю структуру. Содержание марганца в них примерно 65, а железа — менее 3%. Толщина корок от первых до нескольких десятков сантиметров. В местах утонения корки постепенно сменяются ковром седиментационных конкреций, имеющих различную, часто неправильную форму, концентрически-зональное строение, с поверхностями, покрытыми следами жизнедеятельности сверлящих организмов. Ковры конкреций имеют протяженность до нескольких сотен метров.

Е. Кюперс и П. Денвер придерживаются точки зрения, что костариканские месторождения возникли в результате подъема к поверхности дна вулканических эксгаляций, которые по-разному проявляли себя среди лав и перекрывающих их осадков. Это было обусловлено разной проницаемостью указанных отложений, разной формой движения в их пределах гидротермальных растворов и соответственно разной интенсивностью смещения последних с холодными и более богатыми кислородом природными и иловыми водами. В генетических построениях исследователи исходили из первичности описанных выше форм распределения марганцевого оруденения. По их мнению, при направленном подъеме по трещинам в базальтах гидротермальные растворы подвергались незначительному воздействию морских вод. Значения $eH-pH$ в пределах трещин оставались недостаточно высокими для выпадения Mn . В этих условиях были сформированы не содержащие марганца гидротермальные джаспериты, выполняющие трубки, секущие базальты. В местах выхода таких гидротерм на поверхность дна в них резко возрастали значения eH и pH , а температура падала из-за смешения с придонной водой. Вследствие этого на участках вблизи выхода гидротерм происходило активное высаживание кремневого геля и рудных компонентов с разным соотношением гидроокислов Mn и Fe . Химические свойства этих элементов предопределяли то, что по мере роста eH величина отношения Mn к Fe в осадке возрастала. Рассмотренным путем формировались стратиформные джаспериты на базальтах. Е. Кюперс и П. Денвер склонны рассматривать их как более окисленные аналоги Галапагосских рудных холмов. В некоторых случаях в основании таких гидротермально-осадочных накоплений осуществлялось метасоматическое замещение базальтов джасперитами.

При поступлении тех же гидротермальных растворов из трещин в базальтах в слой перекрывающих их проницаемых радиоляриевых илов эти растворы получали возможность более или менее свободно перемещаться не только к поверхности раздела ил—вода, но и на некоторые расстояния по латерали. При перемещении растворов в нелигитифицированных осадках происходило их постепенное смешение с иловыми водами и более постепенное изменение значений $eH-pH$. Такие условия перемещения способствовали более дифференцированному осаждению Fe и Mn. Железо осаждалось вблизи мест поступления гидротерм в осадок, где одновременно температурный режим способствовал преобразованию биогенно-осажденного кремнезема и дополнительной садке внесенного кремнезема. В результате происходило полное изменение (джасперитизация) первичного ила. Выпадение Mn происходило в более периферических частях зоны смешения гидротерм с иловыми водами. Оно осуществлялось при движении через осадок в направлении, субпараллельном напластованию уже разбавленных, остывших и обедненных железом растворов, которые были не в состоянии вызывать перекристаллизацию первичного органогенного кремнезема. Таким путем по периферии джасперитов возникали полосчатые руды.

Там, где металлоносные гидротермальные растворы достигали поверхности раздела ил—вода, происходило резкое повышение eH с выпадением поверхностных нодулярных марганцевых корок разной мощности. На периферии участков воздействия гидротерм, куда поступали лишь очень разбавленные и обедненные рудными компонентами растворы, формировались лишь отдельные конкреционные тела.

К сожалению, в работе Е. Кюперса и П. Деньера отсутствуют данные о химическом и минералогическом составе руд, что затрудняет их сравнение с другими месторождениями. Тем не менее для проблемы образования гидротермально-осадочных марганцевых месторождений, связанных с раннегеосинклинальными эффузивно-кремнистыми формациями, месторождения Коста-Рики интересны тем, что в одной структурной зоне наблюдаются рудные залежи и среди лав, и среди кремнистых пелагических осадков. В других местах генетическая связь этих двух групп месторождений проявлена не столь ярко. Интересны костариканские месторождения и тем, что в их пределах лучше, чем в других месторождениях подобного типа, вскрыто соотношение между марганценосными телами и джасперитами (железистыми яшмокварцитами). Парагенез марганценосных кремнистых отложений и железистых яшмокварцитов установлен и на других месторождениях. Так, яшмокварциты встречаются в продуктивных горизонтах карамалыташской формации, с которой связаны девонские месторождения марганца Южного Урала [Соколова, 1982]. Обломки яшмокварцитов встречаются и среди самих месторождений [Гаврилов, 1972].

Гидротермально-метасоматические марганцевые месторождения Учалинской группы Южного Урала также очень напоминают южную группу месторождений Коста-Рики. Учалинские месторождения расположены в той же полосе восточного склона Южного Урала, где и девонские гидротермально-осадочные месторождения. Многие исследователи рассматривали обе группы марганцевых месторождений Южного Урала как одновременные и взаимосвязанные, хотя существует мнение об их разновозрастности [Гаврилов, 1972].

Основные черты строения гидротермально-осадочных марганцевых месторождений, связанных с эффузивно-кремнистыми формациями других районов мира, многократно описаны многими исследователями. Везде вулканическая составляющая этих формаций сложена главным образом субкавальными трещинными излияниями основных лав. В мезозойских формациях — это толеитовые базальты с той или иной долей участия щелочных базальтов. В палеозойских формациях доминируют спилиты, среди которых в верхах вулканических серий иногда появляются тела кислых вулканитов (контрастные серии). В последние

годы большинство исследователей связывают образование этих вулканических серий с зонами растяжения океанической коры [Bonatti, et al., 1976]. Во всех конкретных формациях этого типа руды марганца сосредоточены главным образом в кремнистых породах, перекрывающих и латерально сменяющих эффузивы. Среди кремнистых толщ выделяются рудные горизонты, прослеживающиеся от сотен метров до нескольких километров. В пределах этих горизонтов рудные скопления образуют линзы протяженностью от первых, редко до первых сотен метров при мощности до нескольких метров. Форма рудных тел в плане до сих пор остается почти нигде не изученной. Все исследователи подчеркивают ассоциацию марганцевых залежей с красными ожелезненными яшмами (джасперитами — в понимании американских геологов), содержащими иногда до 25% железа. На материалах францисканской формации, а также палеозойской формации калаверас прослежена весьма хорошо выдержанная ассоциация руд с линзами массивных кремней. Последние лишены глинистой составляющей и соответственно слоистости и обычно имеют более светлую окраску, чем окружающие красные слоистые радиоляриты. Остатки радиолярий в массивных кремнях встречаются в меньшем количестве, чем в окружающих радиоляритах. Огибание концов таких линз слоистыми кремнистыми породами большинство исследователей объясняют нарушением первичных седиментационных структур [Страхов, 1963; Snyder, 1978].

В большинстве районов современный состав руд был сформирован при их метаморфизме и последующих гипергенных процессах. Первичные руды там, где сохранились их реликты, сложены карбонатами или богатыми гидроокислами марганца опалитами [Калинин, 1978; Snyder, 1978].

Все перечисленные особенности марганцевых месторождений большинство исследователей объясняют, исходя из концепции гидротермально-осадочного происхождения этих руд. Однако конкретное воплощение этих процессов разные исследователи представляют несколько по-разному. Для понимания древнего рудообразования много может дать привлечение новых материалов по современным гидротермально-осадочным рудопроявлениям. В общих чертах схема древнего гидротермально-осадочного накопления Mn хорошо изложена Н.М. Страховым. По этой схеме Mn вносился гидротермами в морской бассейн и осаждался вместе с другими осадками. Вблизи очага накапливались закисные карбонатные руды, а на большом удалении — окисные руды. Н.М. Страхов весь кремнезем связывал с биогенной садкой, тогда как многие считают, что часть кремнезема садилась вблизи гидротермальных очагов химическим путем. В рамках гидротермально-осадочной концепции Н.М. Страхов подчеркивал, что связь с вулканическим очагом для Mn по сравнению с Fe могла быть более удаленной из-за большей подвижности Mn.

Доказывая гидротермально-осадочное накопление Fe и Mn среди глинистых биогенно-кремнистых илов, Н.М. Страхов считал, что современные формы нахождения Mn и SiO_2 в таких отложениях (например, францисканской формации) целиком обязаны диагенетическому перераспределению этих компонентов в осадке. При этом бесспорным доказательством такого генезиса рудных тел и кремней Н.М. Страхов рассматривал их линзовидную форму. В отношении девонских руд Южного Урала аналогичную точку зрения высказывал А.А. Гаврилов [1972]. Изучение современных осадков в зонах гидротермальной активности (Красное море, Галапагосские холмы и другие районы) показывает, что формирование рудных залежей происходит не только в процессе осаждения на дне выносимого гидротермами материала, но и за счет выпадения рудных компонентов при движении гидротермальных растворов по уже выпавшим рудным и безрудным осадкам. При этом выпадение поступающих в иловую воду гидротермальных компонентов, таких, как Mn и кремнезем, тоже может давать линзовидные тела. Представляется, что некоторые детали в строении

рассматриваемой группы месторождений марганца могут свидетельствовать в пользу гидротермального происхождения не только самого рудного и части кремнистого материала, но и формы оруденения. Так, по описаниям В. Снай-дера [Snyder, 1978], линзы массивных кремней, несущих марганцевое оруденение во францисканских и невадских месторождениях запада США, заключены в красные слоистые яшмы (джаспериты), которые постепенно по латерали сменяются зоной слоистых радиоляритов лишь с отдельными участками красных яшм и далее переходят в тонкослоистые радиоляриевые кремни светло-бурого, зеленого и белого цвета. По его мнению, это доказывает, что красные яшмы возникли в результате наложенной джасперитизации (обогащения железом) первичных светлых радиоляритов. При этом отмечаются случаи, когда джасперитизация накладывается и на базальты, подстилающие кремнистые отложения; т.е. здесь намечается зональность в строении рудного горизонта, близкая к описанной на месторождениях Коста-Рики. Все месторождения марганца Южного Урала расположены также среди красных железистых яшм, которые на периферии сменяются серыми кремнями [Гаврилов, 1972]. В своей более ранней работе мы привлекали внимание к тому, что распространение на территории Южного Урала яшм бугульгырского горизонта в виде крупных, асимметричных по мощности линз, показанных на схеме в работе А.А. Гаврилова [1972], напоминает распространение на дне Красного моря рассольных ванн с гидротермальным осадконакоплением [Осадкообразование..., 1979].

Из приведенного материала видно, что, хотя связь марганцевых месторождений в эффузивно-кремнистых формациях с гидротермами сейчас мало у кого вызывает сомнение, конкретные формы проявления этой связи пока остаются выявленными не до конца.

Вся рассмотренная группа марганцевых месторождений, связанная с эффузивно-кремнистыми формациями, как подчеркивал Э. Бонатти, во многом сходна с марганцевыми накоплениями в зонах современного или недавнего спрединга в океанах и окраинных морях.

Марганцевые гидротермальные месторождения среди островодужных андезито-базальтовых вулканитов также известны в геосинклинальных складчатых поясах. Эти марганценозные формации были объединены Е.А. Соколовой [1982] в формации кубинского типа на примере поздне меловых—раннетретичных отложений Кубы и Фиджи. В обоих местах марганцевое оруденение представлено только гидротермально-метасоматическими залежами. Метасоматоз проходил по наиболее проницаемым горизонтам вулканогенно-обломочных пород, проникая по ним на сотни метров. В составе продуктивных пачек, вблизи зоны подводящих каналов происходил и интенсивный кремнистый метасоматоз с формированием яшмоподобных пород (джасперитов), носящих местное название "байяты". Таким образом, в кубинском типе месторождений разгрузка терм, успевавших полностью окислиться, целиком осуществлялась внутри толщи осадков. По-видимому, в аналогичных условиях, при меньшей мощности осадков или при большей интенсивности источников, часть рудного материала могла доноситься до поверхности дна и давать гидротермально-осадочные накопления. Не исключено, что в современных подводных вулканических хребтах, на поверхности которых имеются гидротермально-осадочные марганцевые корки, также могут быть встречены более глубокие горизонты метасоматических руд.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Сравнение океанических и геосинклинальных железомарганцевых рудопроявлений показывает, что оба основных процесса современного океанического рудообразования имели место в древних бассейнах. Однако в геосинклинальных бассейнах пока не доказан наиболее характерный для современного океана абиссальный тип конкреционного марганцевого рудообразования, связанный

с халистатическими зонами. Если не придерживаться точки зрения, что океанические плиты полностью исчезают в зонах субдукции, то это может быть следствием того, что в геосинклинальных разрезах мы сталкиваемся только с окраинными частями океанов, т.е. отложениями, которые в последнее время Ю.М. Пущаровский и М.С. Марков предложили относить к параокеаническим формациям. Но это также может быть следствием того, что фанерозойские океаны не достигали размера современных океанов и в первую очередь Тихого океана и даже в самых удаленных зонах имели более высокие скорости седиментации.

Гидротермальное рудообразование в современных океанах и на ранних этапах геосинклинального развития в общих чертах было сходным. В обеих структурах оно было связано с зонами активного вулканизма. Конкретные формы рудопроявлений зависели не только от первичного состава терм, но и от интенсивности подачи гидротермальных растворов, характера путей перемещения их к поверхности и интенсивности смешения с морской водой, мощности осадочного чехла, перекрывающего эффузивные породы, рельефа дна и придонной гидродинамики. Намечающееся сходство позволяет, с одной стороны, лучше понять процессы рудообразования в древних бассейнах, а с другой — представить внутреннее строение некоторых залежей в современном океане и окраинных морях. Сравнить количественно роль гидротермального выноса в древних и современных водоемах пока трудно. Существует мнение, что древние термы выносили в бассейны большее количество эндогенного материала как рудного, так и особенно кремнезема, что способствовало его более высокой концентрации в древних водоемах. Как отмечалось, это могло быть вызвано контрастным типом дифференциации в древних магматических формациях. Но в оценке влияния терм необходимо учитывать и альтернативные представления об изменении объема водной массы в древних водоемах, а также роли кремнеобразующих организмов в понижении уровня концентрации кремнезема. В то же время ни в одном складчатом поясе нет столь широкого распространения металлоносных осадков, как в Тихом океане. А это свидетельствует, что и сейчас благодаря гидротермальной активности в океан поступает большое количество связанного с этими осадками железа, марганца и аморфного кремнезема.

ВУЛКАНИЗМ

Состав вулканитов в складчатых областях зависит от тектонических условий и меняется в соответствии с этапами развития тектонических зон. Г. Штилле [1964] подразделил вулканизм складчатых областей на четыре этапа: начальный или инициальный, синорогенный, субсеквентный и конечный. В этой работе рассмотрены особенности лишь начального или инициального вулканизма. В настоящее время многие исследователи инициальный вулканизм сравнивают с вулканизмом современных океанов и их окраин, находя, с одной стороны, много аналогий, а с другой — существенные отличия. На определенном сходстве строения разрезов складчатых областей и современных океанов построена современная теория океанического происхождения геосинклиналей [Пейве, 1969; Пейве и др., 1976; Тектоника..., 1980]. По этой теории инициальный вулканизм проявляется на ранней (океанической) и переходной (островодужной) стадиях развития складчатых областей.

Задачей настоящего исследования являлся сравнительный анализ особенностей вулканизма океанической и островодужной стадий в современных океанах и островных дугах и в их предполагаемых аналогах в палеозойских и мезозойских складчатых поясах, выделяемых по комплексу геологических данных. Такое

исследование представляется необходимым для совершенствования современной теории происхождения геосинклиналей, а также для выяснения особенностей эволюции, стадийности развития и латеральной изменчивости вулканизма в геосинклинальных областях.

ВУЛКАНИЗМ РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Для ранней (океанической) стадии развития складчатых областей характерен существенно базальтовый вулканизм [Тектоника..., 1980]. Типичны вулканические комплексы слабо дифференцированных афировых базальтов (спилитов, диабазов) и контрастные серии (спилито-кератофировые), в которых наряду с афировыми базальтами присутствуют кремнекислые вулканиты. Существенно базальтовые комплексы пространственно связаны с ультраосновными породами и объединяются вместе с ними в офиолитовые ассоциации. Предполагается, что последние формируются на коре океанического типа, в то время как контрастные серии распространены шире и могут иметь в своем основании кору, в той или иной мере переработанную тектоническими процессами. В складчатых областях базальтовая магма формирует комплексы однородных афировых базальтов, среди которых главенствующую роль играют спилиты и диабазы.

Рассмотрение спилитовых и спилит-кератофировых комплексов каледонид Азии, герцинид Урала, Тихоокеанского альпийского пояса и Кавказа позволяет сделать выводы об особенностях их распространения, строения и состава. Все они залегают в основании геосинклинального ряда формаций. С большей или меньшей уверенностью можно говорить, что они накапливались на коре океанического (спилитовые) или переходного (спилит-кератофировые) типа. Примером могут служить венд-раннекембрийские спилитовые толщи Озерной зоны Монголии, Западного Саяна, кембрийские и ордовикские — Центрального Казахстана [Хераскова, 1979; Дергунов, Хераскова, 1981; Хераскова и др., 1979] поляковская, мугоджарская свиты Южного Урала [Фролова, Бурикова, 1977; Ильинская, 1980а], эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа [Григорьев, 1979].

Наиболее характерны для спилитов подушечные формы строения. Гораздо меньше распространены комплексы с преобладанием пород (в основном диабазов) массивного сложения.

В нижних частях спилитовых комплексов преобладают лавы основного состава. Лишь изредка встречаются линзы гиалокластитов, гиалотуфов и литокластических туфов. Прослой туфов основного состава, карбонатных, кремни-

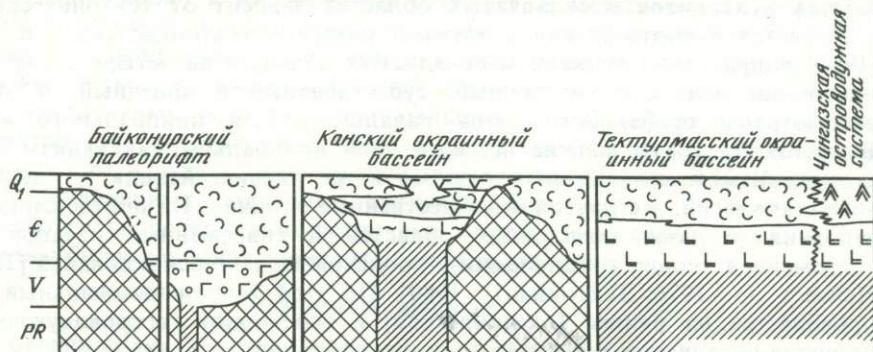


Рис. 23. Схематический структурно-фациальный профиль через каледониды Азии

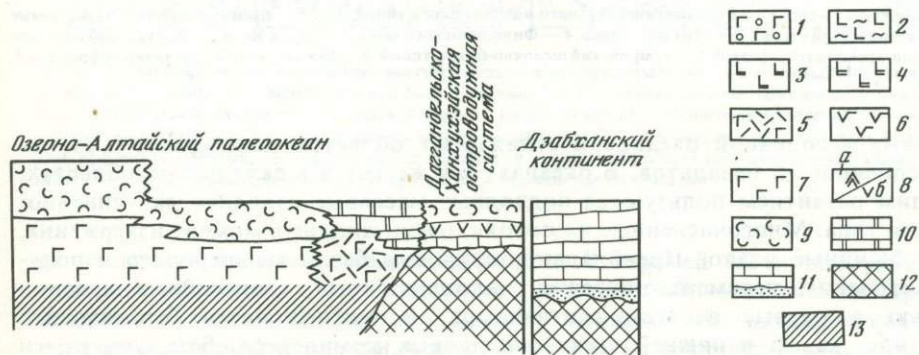
1—5 — раннегеосинклинальные спилит-диабазовые вулканические комплексы: 1 — терригенно-диабазовый байконурский и калмыккульский, 2 — спилитовый карымбайский, 3 — яшмово-спилитовый карамурунский, 4 — карбонатно-спилитовый балкыбекский, 5 — спилито-кератофировый дагдандельский; 6 — островодужный андезито-базальтовый

стых, туфогенно-кремнистых пород, покровы кислых вулканитов приурочены лишь к верхней половине разрезов. Можно предполагать, что такая закономерность связана с дифференциацией силикатного расплава в магматических очагах, питающих базальтовый вулканизм. Здесь происходит его обогащение и последующее отделение легкоплавких и летучих компонентов, в том числе кремнезема, щелочей, углекислоты. Извержение же остаточного расплава привело к образованию небольших масс кислых вулканитов и накоплению туфосилицитов с примесью тефры кислого состава.

Характер проявления вулканизма довольно однообразен. Наибольшим распространением пользуются подводные трещинные излияния, характеризующиеся (особенно в начале) очень низким коэффициентом explosивности. В конце вулканического этапа в небольшом количестве появляются субаэральные извержения трещинного и центрального типов с более высоким коэффициентом explosивности.

Спилиты различных комплексов очень близки между собой по текстурным, структурным признакам и по минеральному составу. Главным породообразующим минералом является альбитизированный плагиоклаз, который представлен одной, реже — двумя генерациями. Имеются различия, в которых процесс вторичной альбитизации виден отчетливо. По основному плагиоклазу, кроме альбита, развивается эпидот, хлорит, карбонат или весь плагиоклаз замещен тонкозернистым агрегатом вторичных минералов — соссуритом (цоизит, серицит, альбит). В других случаях альбит имеет вид первичного минерала. В этих случаях он прозрачен, в нем практически отсутствуют какие-либо вторичные образования. Темноцветные минералы имеются не во всех разрезах спилитовых пород, а лишь в полнее раскристаллизованных и в вариолитах. Темноцветные минералы, как правило, представлены авгитом, в подщелоченных разностях спилитов — титанавгитом. Гораздо реже встречается пижонит. Изредка присутствует оливин или псевдоморфозы по нему. В качестве второстепенного или породообразующего первичного минерала развит рудный, представленный магнетитом или титаномагнетитом. Из акцессорных минералов типичен апатит, в интерстициях могут присутствовать редкие ксеноморфные выделения кварца, а в щелочных разностях — калиевого полевого шпата.

В последние годы усиленно развивается теория океанического происхождения геосинклиналей [Шейве и др., 1971, 1972, 1976; Зоненшайн, Городницкий, 1977; Тектоника..., 1980; Тектоника..., 1982; и др.]. Это представление возникло на основании выявленного сходства строения разрезов современных океанов и их окраин с разрезами эвгеосинклинальных областей, а также на сходстве строения



аксуйский и акколкинский; 7 — карбонатно-спилитовый раннегеосинклинальный Озерной зоны; 8 — островодужные андезитовые комплексы: а — тортукудуский и сарышокинский, б — ханхуйский; 9 — вулканогенно-обломочные и кремнистые осадочные комплексы; 10 — кремнисто-карбонатные комплексы; 11 — терригенно-карбонатные платформенные отложения; 12 — континентальная кора в начале рифтогенеза; 13 — океаническая кора



Рис. 24. Схематический структурно-фациальный профиль через Уральскую геосинклиналь (составлен по материалам С.Г. Самыгина [1980])

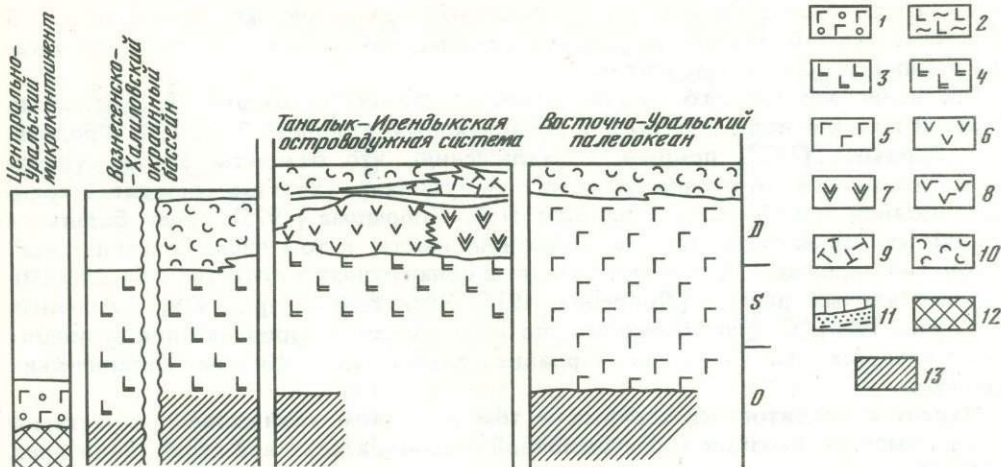
1—5 — раннегеосинклинальные спилит-диабазовые и спилит-кератофировые вулканические комплексы: 1 — кидрясовско-куагачский диабазово-терригенный, 2 — сугралинский спилито-кремнистый, 3 — поляковский кремнисто-спилит-диабазовый, 4 — баймак-бурибаевский, спилит-кератофировый, 5 — мугоджарский спилитовый; 6—9 —



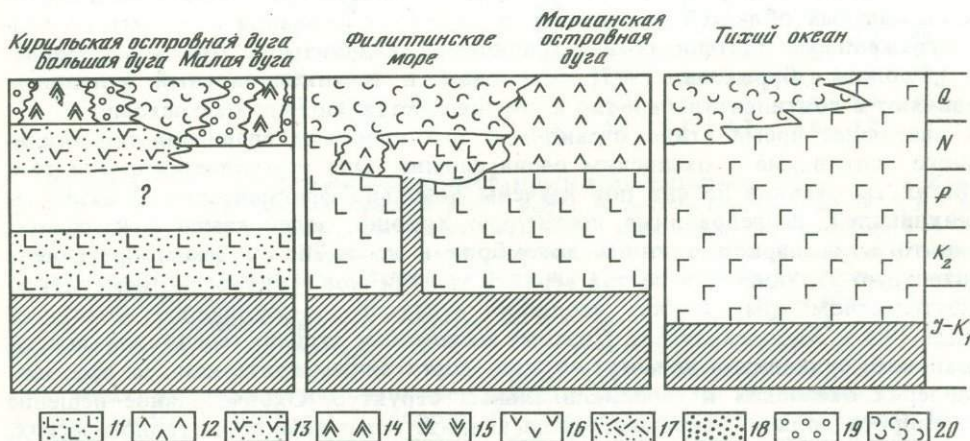
Рис. 25. Схематический структурно-фациальный профиль через западную окраину Тихого океана. Составлен по материалам В.А. Селиверстова, В.И. Гречина [1979]; М.Н. Шапиро, [1976]; Н.М. Петриной и др. [1983]; В.К. Гаврилова, Н.А. Соловьевой [1973]; А.Я. Шараськина и др. [1980]

1 — океаническая кора; 2 — кора континентального и переходного типов; 3—11 — преимущественно базальтовые комплексы океанической стадии: 3 — Тихого океана, 4 — Филиппинского моря, 5 — трога Яп, 6 — африканский и ветловский эффузивно-кремнисто-туфовый, 7 — кумрочский щелочно-базальтовый, 8 — баклановский эффузивно-тефroidный,

офиолитовых ассоциаций океанов и складчатых областей, текстурных и структурных особенностей базальтов. В океанах, так же как и в складчатых областях, наибольшим развитием пользуются подводные массовые излияния лав линейно-трещинного типа. Многочисленные их потоки, очень жидкие в момент извержения, слагают обширные плато. Преобладают афировые базальты шарового и подушечного строения, перемежающиеся с гиалокластитам, слагающими прослойки мощностью в первые десятки сантиметров. В нижней части базальтового слоя океанов, как и в нижней части спилитовых комплексов, базальты почти



преимущественно андезитовые вулканические комплексы островодужного типа: 6 — ирендыкский, 7 — карамалыташский, 8 — сакмарский, 9 — улутауский; 10 — вулканогенно-обломочные и кремнистые осадочные комплексы; 11 — терригенно-карбонатные платформенные отложения; 12 — континентальная кора в начале рифтогенеза; 13 — океаническая кора



9 — ирунейский эффузивно-туфово-кремнистый (спилито-кератофировый), 10 — базальтовый Японского моря (острова Монерон, Улидо), 11 — верхнемеловой Малых Курил; 12—17 — вулканические комплексы островодужной стадии; 12 — вулканические комплексы Марианской, Бонин и Кюсю Палау, 13 — среднепарамуширский, 14 — неоген-четвертичный Большой Курильской дуги, 15 — неоген-четвертичный Центральной Камчатки, 16 — поднятия Ямато, 17 — тарховский эффузивно-туфовый; 18 — аркозовые песчаники; 19 — морские песчано-конгломератовые толщи молассоидного типа; 20 — терригенные флишоидные, тейрогенные и кремнистые накопления

не содержат прослоев осадочных пород. В верхней части они переслаиваются главным образом с карбонатными, реже — с обломочными и кремнистыми осадками, красными глубоководными глинами. В океанических базальтах гораздо шире развит оливин, и здесь практически не проявлены процессы спилитизации. В океанических базальтах с повышенной щелочностью иногда присутствует нефелин. В спилитах, содержащих не меньшее количество щелочей, фельдшпатоиды никогда не появляются. По-видимому, в спилитовых комплексах щелочи накапливаются лишь в стекле и в альбите. Различия минералогического состава

океанических базальтов и спилитизированных базальтов складчатых областей свидетельствуют о различных условиях выплавления магм, особенно это касается режима летучих компонентов.

Сравнение химического состава афировых базальтов океанов и складчатых областей привело исследователей к неординарным выводам. Так, Т.И. Фролова, И.А. Бурикова [1977] пришли к заключению, что базальты Урала существенно отличаются от океанических и обнаруживают сходство составов с траппами древних платформ. По данным Н.Л. Добрецова [1975], среди базальтов складчатых зон встречаются все их разновидности, в том числе "океанические" и "континентальные". Некоторые базальты обнаруживают сходство с базальтами континентальных рифтов [Добрецов, 1975; Хераскова и др., 1979], островных дуг [Лутц, 1980]. С другой стороны, по мере изучения пород океанов начинают обнаруживаться все большие вариации химического состава океанических базальтов.

Наряду с толеитовыми сериями в том или ином количестве присутствуют породы высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий [Золотарев, 1979]. Соотношение этих серий меняется даже в пределах одной зоны. Начали выявляться петрохимические отличия базальтов Атлантического и Тихого океанов. Первые отличаются более высокой калиевоностью [Геология..., 1979]. Кроме того, в глубоководных котловинах океанов, на островах типа Исландии, в Восточно-Индийском хребте развиты железистые базальты, сходные по составу с траппами [Щека, Куренцова, 1980, 1981; Баскина, 1971]. Это дает основание одним исследователям [Макаренко, 1978] противопоставлять вулканизм и структуры складчатых областей вулканизму и структурам океанов и считать последние погруженными платформами с трапповым вулканизмом. Другие исследователи [Фролова, Бурикова, 1977] трапповый и геосинклинальный вулканизм объединяют в континентальный тип и противопоставляют его океанскому.

В настоящее время стало очевидным, что проблема сравнения геосинклинального вулканизма с океанским очень сложна. Она усугубляется еще и тем, что базальты океанов до сих пор изучены довольно фрагментарно, а базальты геосинклиналей, исследованные достаточно хорошо, зеленокаменно изменены. Кроме того, за период с конца докембрия и до кайнозоя Земля претерпела значительную эволюцию, и состав верхней мантии мог существенно измениться. Доказательством тому служат эволюция вулканогенно-осадочного литогенеза [Каледа, 1966б; Хворова, 1968а]. Поэтому выявленные отличия геосинклинального и океанского вулканизма не могут служить достаточным критерием для противопоставления океанских и геосинклинальных структур. Окончательное решение этого вопроса должно основываться на анализе всего комплекса геологических, тектонических и петрологических данных.

В этой работе предпринята одна из возможных попыток подойти несколько иначе к проблеме сравнения химизма вулканических океанских и складчатых областей по сравнению с тем, как это делалось до сих пор. Развитие океанической модели происхождения геосинклиналей существенно изменило представление о строении этих областей и их тектоническом районировании. В их пределах, по аналогии с современными океанами и их окраинами, стали выделять структуры типа океанических впадин, островных дуг, окраинных морей, континентальных рифтов. При этом нередко реконструируется строение всей складчатой области. Очевидно, что состав вулканических этих зон, если правомерна модель океанического происхождения геосинклиналей, должен различаться и иметь характерные особенности, подобные тем, какие имеются в современных структурах.

Таким образом, есть возможность сравнить вулканизм определенных зон океанов и их окраин с вулканизмом в предполагаемых по комплексу признаков их древних аналогов в складчатых областях. Такой подход позволяет мето-

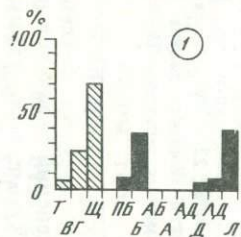
Таблица 2
Средний состав раннегеосинклинальных, океанических
и континентальных базальтов

Вулканические комплексы	NN	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
начальных стадий раскрытия океанических структур	1	47,8	2,2	15,3	4,1	7,5	0,2	7,0	9,0	2,9	1,3	0,4
	2	50,0	1,3	15,3	1,4	9,3	0,1	8,0	11,7	2,5	0,0	0,1
	3	48,7	1,9	15,1	6,3	8,0	0,3	6,3	7,3	3,3	1,1	0,2
	4	46,5	2,3	14,2	7,9	6,2	0,2	6,8	7,3	3,4	1,1	0,4
	5	47,5	2,8	15,2	3,8	9,6	0,3	5,0	7,5	3,3	1,2	1,0
океанов	6	49,6	1,4	16,1	11,5	8,6	0,2	7,8	11,3	2,8	0,2	0,1
	7	49,7	1,6	13,6	4,3	8,6	0,2	7,0	10,6	2,4	0,2	н.опр.
	8	48,9	2,2	14,3	2,4	10,9	0,2	6,6	10,9	2,4	0,5	0,5
	9	49,4	3,0	14,8	4,6	7,3	0,2	5,0	9,0	4,4	1,8	—
	10	49,3	1,6	15,5	5,2	6,2	0,2	7,4	10,2	3,2	0,7	0,3
	11	49,5	2,1	14,9	6,2	9,5	0,2	6,5	9,5	3,1	0,8	0,2
	12	48,5	1,1	15,1	4,9	6,0	0,2	7,0	8,9	2,9	0,7	0,15
океанической стадии развития островных дуг	13	50,0	0,5	18,2	6,2	4,5	0,2	5,5	9,2	3,6	1,1	0,2
	14	50,2	1,1	17,3	4,9	5,4	0,2	6,8	8,6	3,8	1,2	0,3
	15	50,8	1,0	17,0	4,6	6,3	0,1	6,4	6,8	4,2	0,7	0,1
	16	50,1	0,5	14,9	3,1	6,6	0,2	8,9	7,1	3,4	0,5	—
	17	48,8	2,2	14,5	8,9	4,8	0,2	5,0	8,3	4,5	1,1	0,3
	18	48,2	2,2	15,0	5,5	7,8	0,2	5,5	8,6	4,1	0,6	0,1
окраинных морей	19	49,8	1,1	15,4	6,4	5,2	0,2	7,3	10,6	2,5	0,4	0,1
	20	50,2	1,1	18,9	4,7	5,9	0,2	4,4	10,3	3,5	0,62	0,1
	21	49,4	1,6	15,9	5,6	5,8	0,2	7,8	9,4	3,2	0,5	0,2
	22	48,9	1,5	15,7	4,3	6,7	0,2	5,7	9,0	3,8	1,2	0,3
	23	49,2	1,3	14,8	2,7	8,2	0,2	7,0	8,9	2,9	0,7	0,15
	24	48,8	2,2	14,8	6,4	5,4	0,2	4,7	7,6	3,9	1,1	0,5

Примечание. 1 — щелочные оливиновые базальты континентальных рифтов, по В.А. Кутолину [1964]; 2 — толеитовые базальты Красноморского рифта, по данным бурения (4 анализа); 3 — кидрясовский и куагачский комплексы тремадока Сакмарской зоны Урала (10 анализов); 4 — братолюбковский комплекс венда Калмыккульского синклинория Центрального Казахстана (9 анализов); 5 — акбулакский комплекс венда Байконурского синклинория Центрального Казахстана (11 анализов); 6 — океанические базальты, по Дж. Канну [1973]; 7 — железистые базальты абиссальных равнин океана; 8 — современные базальты Исландии, по В.А. Баскиной [1971]; 9 — базальты глыбовых поднятий в океане, по Б.П. Золотареву [1979]; 10 — юрско-неокомский комплекс Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (38 анализов); 11 — мугоджарский комплекс силура Южного Урала (40 анализов); 12 — вендско-раннекембрийский комплекс Озерной зоны Монголии (19 анализов); 13 — верхнемеловой комплекс Малых Курил (16 анализов); 14 — верхнемеловой (ирунейский) комплекс Камчатки (18 анализов); 15 — ордовикско-силурийский комплекс Тагильского синклинория (33 анализа); 16 — баймак-бурибаевский комплекс Таналык-Ирендыкской зоны Урала; 17 — балкыбекский комплекс нижнего кембрия Чингизского антиклинория Центрального Казахстана (19 анализов); 18 — вендско-нижнекембрийский комплекс Даггандельской зоны Монголии; 19 — современные базальты Филиппинского моря (26 анализов); 20 — мезозойские базальты Японского моря (11 анализов); 21 — африканский комплекс верхнего мела Камчатки (18 анализов); 22 — сугралинский комплекс силура Сакмарской зоны Урала (21 анализ); 23 — поляковский комплекс силура Таналык-Ирендыкской зоны Урала (17 анализов); 24 — карамурунский комплекс ордовика Центрального Казахстана.

дически более правильно выявить закономерности изменений базальтов по латерали в пределах той или иной складчатой области. Кроме того, таким путем можно подойти к решению вопросов об эволюции базальтового вулканизма в течение палеозоя и мезозоя и, таким образом, к более объективному анализу черт сходства и различия вулканизма океана и складчатых областей, а вместе с тем геосинклинальных и океанических структур. Для характеристики состава

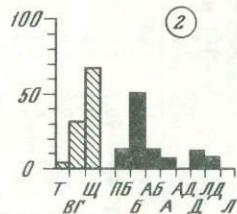
Современные аналоги



Альпийские геосинклинали

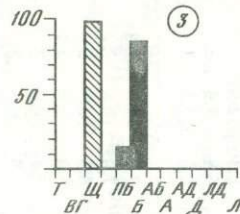
Герциниды Урала

Вулканические комплексы начальных стадий раскрытия океанических структур

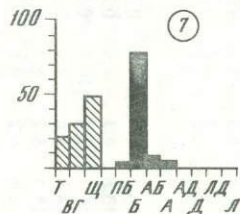
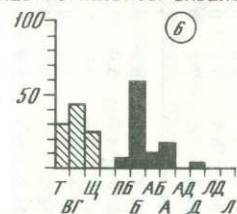
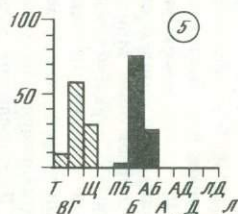
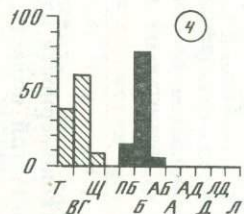


Каледониды Азии

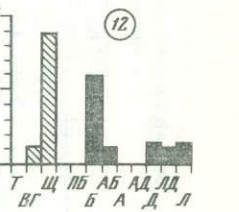
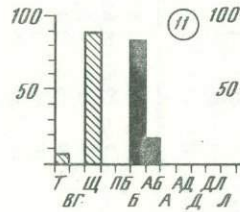
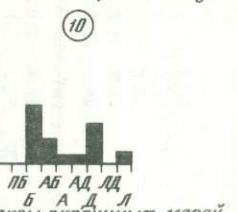
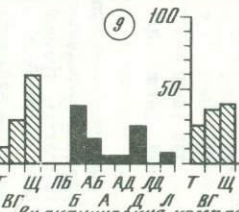
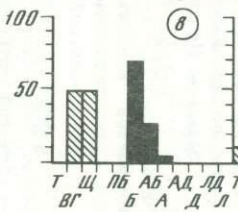
Вулканические комплексы структур



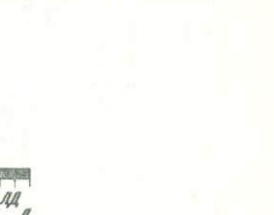
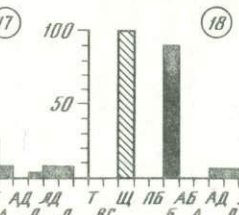
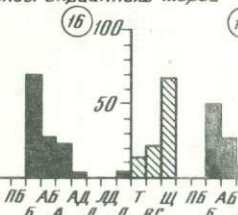
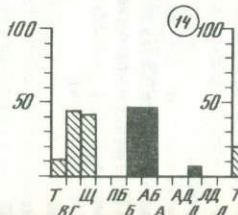
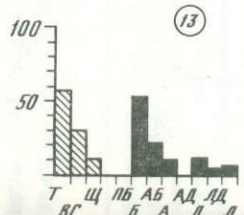
Вулканические комплексы океанов



Вулканические комплексы основания островных дуг



Вулканические комплексы окраинных морей



вулканических комплексов океанической стадии развития складчатых областей мы использовали венд-кембрийские и ордовикские вулканы различных зон каледонид Азии (см. рис. 23), ордовикские и силурийские вулканы герцинид Урала (см. рис. 24), юрско-меловые базальты Малого Кавказа, верхнего мела Курильских островов и Камчатки, мезозоя Японского моря (см. рис. 25).

Среди этих существенно базальтовых вулканических комплексов мы выделили комплексы начальных стадий раскрытия типа континентальных рифтов, комплексы окраинных морей, комплексы основания островных дуг и, наконец, вулканические комплексы глубоководных впадин типа океанических. Прежде чем перейти к их характеристике, необходимо кратко остановиться на особенностях химического состава вулканитов в аналогичных структурах современных океанов и их окраин.

Вулканические комплексы континентальных рифтов

На наиболее ранней рифтогенной стадии развития океанов (на стадии континентального рифта), о которой можно судить предположительно по структурам типа Красного моря, Байкальского рифта и другим, инициальный вулканизм имел щелочной характер (рис. 26, табл. 2). По данным El-Hinnawi [1964] и В.А. Куголина [1972], в вещественном составе преобладают щелочные оливиновые базальты, которые сопровождаются разнообразными субщелочными, щелочными и кислыми дифференциатами — трахибазальтами, муджиеритами, трахитами, нефелиновыми базальтами, фонолитами, риолитами. Для щелочных оливиновых базальтов характерны относительно низкие содержания SiO_2 , умеренные — MgO . Очень характерны относительно высокие содержания K_2O , TiO_2 , P_2O_5 . По этим параметрам их превосходят лишь базальты глыбовых и сводово-вулканических поднятий океанов.

На рифтогенной стадии развития океанов эволюция вулканизма происходит в направлении от щелочного оливин-базальтового к толеитовому. Характерна двумодальность вулканических серий. На диаграммах *AFM* также отчетливо выявляется щелочная и толеитовая тенденция дифференциации. Типичной особенностью рифтогенных вулканических комплексов является сочетание их с мелководными существенно аркозовыми и кварцевыми осадками молассоидного типа, представляющими собой продукты разрушения бортов рифтового прогиба, сложенных гранитизированными породами. Вулканогенные породы, как правило, имеют массивные текстуры, лишь для толеитовых базальтов океанического типа в осевой части Красноморского рифта типичны шаровые и подушечные разности.

Вулканические комплексы океанов

Общей закономерностью базальтового вулканизма океанических впадин является абсолютное преобладание низкокальциевых толеитовых базальтов; щелочные оливиновые базальты, пикриты и трахиты им резко подчинены. Толеитовые

Рис. 26. Гистограммы соотношения вулканических серий и степени дифференцированности вулканитов современных и древних базальтовых комплексов

1—18 вулканические комплексы: 1 — Красного моря, 2 — кидрясовский и куагачский ордовика сакмарской зоны Урала, 3 — братолобовский и акбулакский венда Байконурского и Калмыккульского синклиналиев (Центральный Казахстан), 4 — океанических хребтов (по Б.П. Золотареву), 5 — юрско-меловой Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа; 6 — мугоджарский силура Западно-Мугоджарской зоны Урала, 7 — венд-нижнекембрийский Озерной зоны Монголии, 8 — верхнемеловой Малых Курил, 9 — ирунейский верхнего мела Камчатки, 10 — ордовикско-силурийский Тагильского синклинария, 11 — балкыбекский нижнего кембрия Чингизского антиклинария (Центральный Казахстан), 12 — венд-нижнекембрийский Актотракского горста Тувы, 13 — Филиппинского моря, 14 — мезозойский Японского моря (о-ва Моноeron), 15 — африканский верхнего мела Камчатки, 16 — поляковский силура Урала, 17 — сугралинский силура Сакмарской зоны Урала, 18 — карамурунский нижнего кембрия Тектурмасского антиклинария (Центральный Казахстан). Вулканические серии, по Х. Куно; Т — толеитовая, ВГ — высокоглиноземистая, Щ — щелочная оливин-базальтовая. Дифференциаты, по Ф.Ю. Левинсону-Лессингу: П — пикриты, Б — базальты, АБ — андезиты-базальты, А — андезиты, АД — андезиты-дациты, Д — дациты, ЛД — липариты-дациты, Л — липариты

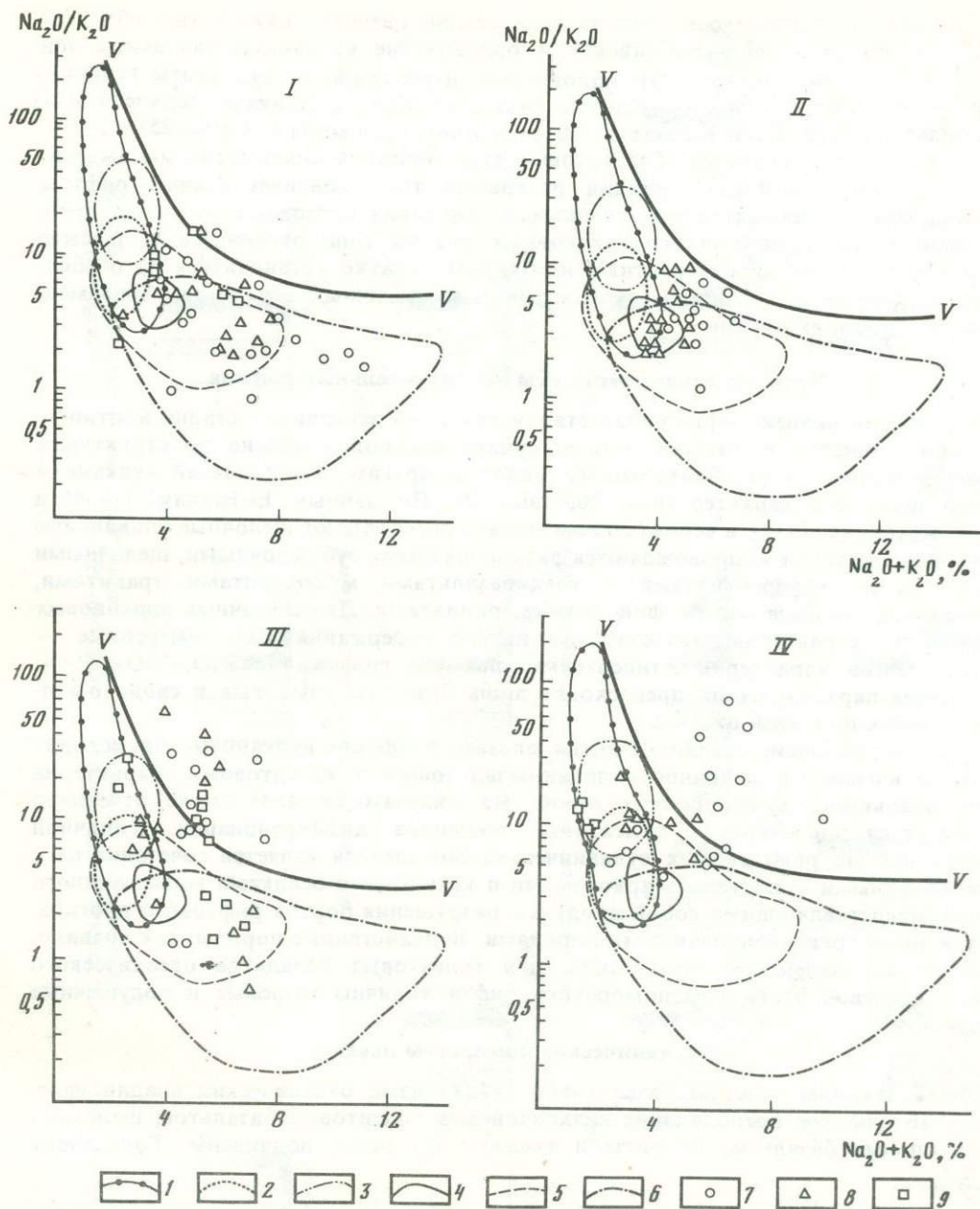


Рис. 27. Диаграммы, по А. Миасиро [Miyashiro, 1975], для вулканических комплексов, развитых в основных островных дуг

1-6 — контуры эмпирических полей эффузивных комплексов, изученных А. Миасиро: 1-3 — толенты: 1 — исландские, 2 — гавайские, 3 — абиссальные, 4-6 — породы: 4 — исландские щелочные, 5 — островодужные, 6 — щелочные на континенте Восточной Азии; 7-9 — вулканические породы серий: 7 — щелочной, 8 — высокоглиноземистой, 9 — толетовой. I-IV — вулканические комплексы: I — верхнемеловой ирунейский Камчатки, II — верхнемеловой Малых Курил, III — нижнесилурийский баймак-бурибаевский Тагильского синклинория, IV — нижнекембрийский балкыбекский хребта Чингиз. V-V — верхняя граница неизменных пород

слабо дифференцированные базальты срединно-океанических хребтов принадлежат высокоглиноземистой и толеитовой сериям. Щелочная оливин-базальтовая — для них мало характерна [Золотарев, 1979] (рис. 26, 27). На диаграмме *AFM* четко выражена толеитовая тенденция дифференциации со сгущением точек в правой ветви параболы. Толеитовые базальты океанических хребтов [Канн, 1973] характеризуются пониженным содержанием калия и фосфора, умеренным — титана и относительно высоким — алюминия, кальция и темноцветных компонентов (см. табл. 2).

Наряду с широко распространенным типом толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов в последние годы в различных абиссальных районах Мирового океана были обнаружены разности [Нестеренко, 1980; Щека, Куренцова, 1980, 1981], сходные с континентальными траппами и обладающие повышенным содержанием железа (более 12—13%), часто титана (более 2%) и калия при пониженной концентрации магния (менее 6%), $FeO/(FeO + Mg) \times 100$ более 40. По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов они характеризуются несколько более кислым плагиоклазом, часто титанистым пироксеном и повышенным (до 15% и более) содержанием рудных компонентов. Подобные разности базальтов распространены также на океанических островах: Исландия, Фарерские, Гавайские (см. табл. 2).

Щелочные базальты в океанах сменяют толеитовые на сводовых поднятиях типа Гавайских и на поднятиях типа Азорских островов [Лучицкий, 1971; Геология..., 1979]. Кроме того, в океанических базальтах увеличивается доля пород щелочной оливин-базальтовой серии в зонах, приближенных к континенту [Грачев, Поляков, 1982]. Так, в Атлантическом океане, по данным И.В. Лучицкого [1971], на островах вблизи Африканского континента (Мадейра, Канарские и Зеленого Мыса) и на его западной окраине (Фернанду-ди-Норонья и Тринидад) вулканы отличаются резко выраженным щелочным составом. В Тихом океане подобное увеличение щелочности, как будет показано ниже, наблюдается в вулканиках островных дуг и окраинных морей. Океанические щелочные базальты богаче кремнеземом и нередко магнием, чем их континентальные аналоги, но не отличаются по калию и железистости. Кислые дифференциаты базальтов в океанах встречаются в небольших количествах только на вершинах островов и около гребней срединно-океанических поднятий. Примером их являются вулканы островов Пасхи, Исландии, Вознесения [Лучицкий, 1973].

Вулканические комплексы океанической коры островных дуг

В островных дугах, возникших на коре океанического типа, ниже типично островодужных андезитовых комплексов, распространены, как правило, существенно базальтовые и контрастные базальт-липаритовые серии, формирование которых происходило до образования островных дуг в океаническую стадию. Примером могут служить вулканы верхнего мела Курильских островов [Гаврилов, Соловьева, 1973], ирунейской свиты верхнего мела Камчатки [Авдейко, Храмов, 1969]¹. Уже на этой стадии развития островные дуги, как правило, выражены в рельефе дна океанического бассейна в виде поднятия, что доказывается появлением относительно мелководных фаций осадочных пород, в том числе рифогенных известняков или терригенных осадков с растительными остатками.

Особенностями базальтовых комплексов основания островных дуг по сравнению с базальтами океанических впадин и хребтов являются большая их дифференцированность, появление контрастных серий со значительным количест-

¹ Для характеристики ирунейской свиты использованы химические анализы из коллекции В.А. Селиверстова.

вом дацитов и липаритов, увеличение доли пород щелочной оливин-базальтовой серии, появление базальтов с содержанием K_2O более 1% (см. рис. 26, табл. 2). По химическому составу эти базальты близки вулканитам примитивных островных дуг: характерна низкая титанистость (не более 1% TiO_2) и фосфатность, мало изменяющиеся в зависимости от содержания калия.

Базальты и андезитов-базальты контрастных вулканических комплексов отличаются резкими колебаниями содержаний окиси магния; так, наряду с низкомагнезиальными (3,4%) имеются и высокомагнезиальные (10%) их разности. Возможно, частично это связано с явлениями кристаллизационной дифференциации магмы, приводящей к появлению дацитов и липаритов, резко обогащенных плагиоклазом, с одной стороны, и меланократовых базальтов — с другой.

На диаграмме *AFM* для вулканических комплексов основания островных дуг характерно смещение фигуративных точек в сторону левой щелочной ветви параболы. Особенно отчетливо проявлен щелочной тренд дифференциации в контрастном базальт-липаритовом (спилит-кератофировом) ирунейском комплексе. На диаграмме А. Миасиро (рис. 27) эти вулканиты образуют довольно четко обособленное поле в зоне, характерной для пород повышенной щелочности, значительно смещенное относительно абиссальных толеитовых базальтов.

Вулканические комплексы окраинных морей

Среди вулканических, преимущественно базальтовых комплексов современных абиссальных котловин окраинных морей выделяются два типа. Первый характерен для окраинных морей типа Филиппинского, выдвинутых в океан и отгороженных от океана незрелыми островными дугами. Второй развит в окраинных морях, приближенных к континенту, типа Японского моря, в которых в настоящее время происходит накопление андезитовых формаций, а базальтовые комплексы океанической стадии развития имеют в основном мезозойский возраст. Вулканиты второй разновидности вскрыты скважиной на о-ве Монерон в Японском море [Васильковский, Евланов, 1978].

В Филиппинском море развита слабо дифференцированная серия [Добрецов и др., 1980] с тенденцией к контрастности с модами в области базальтов, андезитов-базальтов и дацитов (см. рис. 26). Преобладают породы толеитовой серии, а высокоглиноземистая и щелочная оливин-базальтовая им подчинены. В щелочной оливин-базальтовой серии отсутствуют породы с содержанием K_2O более 1%. Эти базальты по химическому составу занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и базальтами островных дуг (см. табл. 2). Их промежуточный состав особенно отчетливо виден на диаграмме А. Миасиро — поле составов частично смещено относительно абиссальных толеитов вправо, в сторону несколько большего содержания щелочей (рис. 28). Базальты абиссальной котловины Филиппинского моря близки океаническим толеитовым базальтам по содержанию железа и магния, но отличаются от них более низким содержанием титана и более высоким калия. По этим признакам они ближе к островодужным базальтам. К вулканическим сериям из основания островных дуг они близки также по характеру дифференциации — появлению пород кислого состава и присутствию щелочного тренда на диаграммах *AFM*, характерного для пород щелочной оливин-базальтовой серии.

Базальтовый комплекс мезозоя на островах Монерон и Улынто отличается от комплекса базальтов Филиппинского моря (табл. 3, см. рис. 28, л) увеличением доли пород щелочной оливин-базальтовой серии и резким снижением доли пород толеитовой серии. Это находит отражение в увеличении содержаний окиси натрия и окиси калия. Очень характерно снижение содержаний MgO и

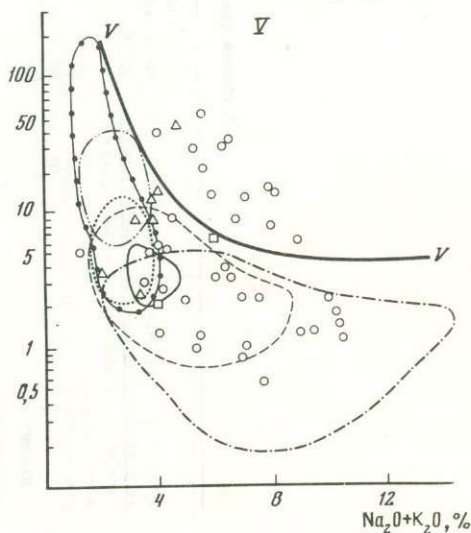
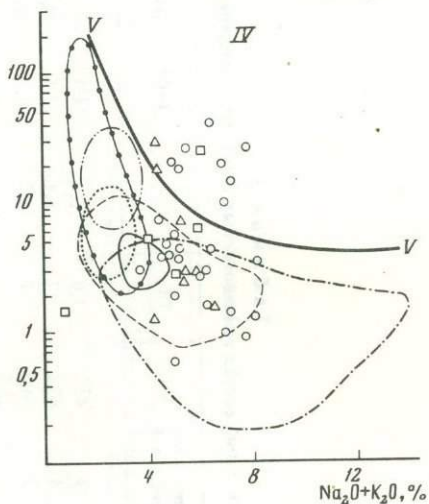
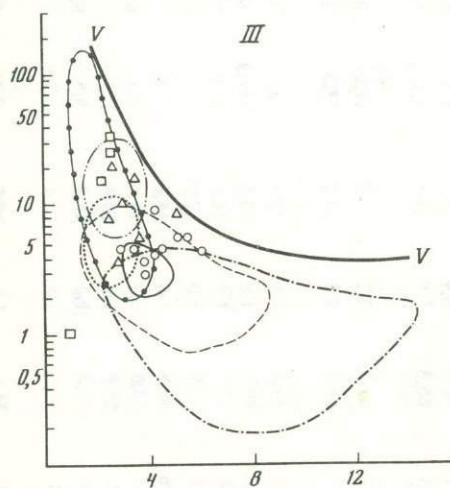
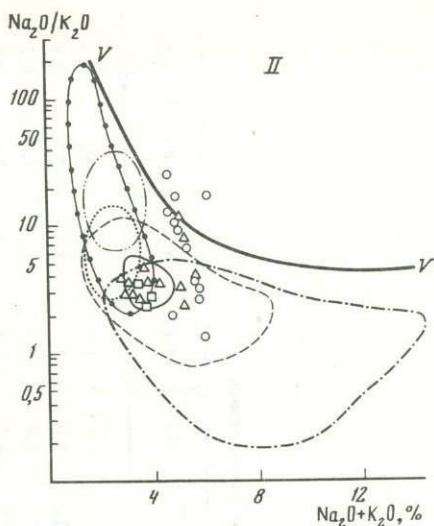
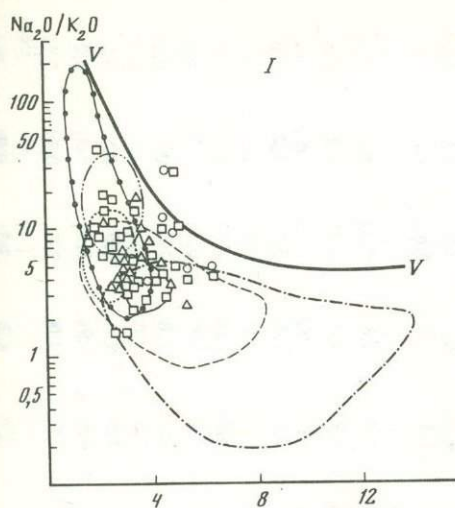


Рис. 28. Диаграммы, по А. Миасиро, для вулканических комплексов окраинных морей

I — абиссальные вулканы Филиппинского моря, II — мезозойские вулканы о-ва Монерон в Японском море, III — африканский вулканический комплекс верхнего мела Камчатки, IV — сугралинский вулканический комплекс силура Урала, V — карамурунский вулканический комплекс кембрия Казахстана. Условные обозначения см. на рис. 27

Т а б л и ц а 3
Средний химический состав вулканогенных пород палеорифтов и палеоокеанов

			Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
"лкани" начальных ста- дий раскрытия геосин- клинальных структур	I	Щ	Б ¹	3	48,6	1,6	15,6	14,3	0,2	5,3	6,7	4,9	0,4	0,2
			Б ²	4	47,6	1,7	16,1	12,5	0,3	8,0	7,1	2,5	2,1	0,3
			АБ	2	54,3	1,7	15,2	10,2	0,1	2,0	4,9	6,3	1,1	0,2
		ВГ	Б	3	49,8	2,1	12,9	13,4	0,2	4,7	9,6	3,2	0,4	0,3
			А	1	60,6	0,9	14,6	5,5	0,1	4,1	4,3	2,7	3,1	0,2
			Д	3	66,3	0,8	14,6	4,1	0,2	1,3	3,2	5,8	1,1	0,1
	II	Т	Б	2	51,5	3,2	13,4	17,5	0,2	5,9	4,8	2,1	0,1	0,1
			Б ¹	9	46,5	2,3	14,2	13,3	0,2	6,8	7,3	3,4	1,1	0,4
		Щ	Б ²	11	47,5	2,8	15,2	13,0	0,3	5,0	7,5	3,3	1,2	1,0
			Б ¹	10	49,7	1,8	15,5	10,60,1	6,2	9,7	4,1	0,6	0,2	0,2
			Б ²	4	49,1	1,6	16,1	11,9	0,2	6,3	7,6	4,0	1,3	0,6
			АБ	2	55,9	2,0	17,0	8,3	0,2	2,2	5,9	6,1	1,3	0,6
ВГ	Б ¹	16	48,8	1,6	15,1	11,3	0,2	8,3	10,8	2,8	0,4	0,2		
	Б ²	4	50,0	0,9	16,4	9,1	0,3	7,6	11,0	2,1	1,6	0,1		
	АБ ¹	6	53,9	1,7	14,9	11,7	0,2	4,5	6,1	5,0	0,5	0,2		
	АБ ²	4	55,3	1,3	16,8	9,5	0,1	4,3	6,9	3,9	1,2	0,2		
III	Т	Б	4	49,5	1,4	15,4	11,4	0,2	7,8	11,0	2,3	0,3	0,2	
		АБ	1	54,8	1,6	15,5	8,5	0,1	5,7	8,2	3,3	0,9	—	

палеоокеанов	Щ	Б ¹	10	50,4	2,1	14,4	13,0	0,2	5,6	7,6	4,4	0,4	0,3	
		Б ²	3	49,9	2,5	14,2	15,6	0,2	4,3	6,0	1,13	4,8	0,6	
		АБ	4	54,1	1,8	14,3	12,2	0,2	4,7	5,4	5,7	0,4	0,2	
		А	1	56,9	0,4	14,2	9,1	0,1	4,5	3,8	6,9	0,1	0,1	
	ВГ	Б	17	48,5	1,9	13,6	13,7	0,2	6,6	10,3	3,1	0,3	0,2	
		АБ	5	55,6	2,1	13,3	12,3	0,1	4,1	5,6	4,6	0,5	0,4	
		А	6	59,1	1,4	13,8	10,5	0,1	4,2	3,8	5,1	0,5	0,2	
		Д	2	64,5	1,1	13,9	9,0	0,1	1,3	2,2	5,3	1,0	0,4	
	IV	Т	Б	10	50,7	1,8	13,7	13,8	0,2	5,9	9,3	2,1	0,3	0,3
			АБ	3	53,4	2,8	13,6	14,3	0,2	5,8	5,0	1,8	0,5	0,5
			А	6	59,5	1,4	13,6	12,3	0,2	2,6	6,5	2,8	0,6	0,5
			Д	1	67,2	1,1	11,6	8,6	0,1	1,4	0,9	5,3	0,6	0,3
V	Щ	Б ¹	7	48,9	1,1	15,7	9,1	0,2	6,1	8,6	4,1	0,7	0,2	
		Б ²	1	51,5	1,4	15,2	9,4	0,2	5,3	7,0	3,6	1,5	0,8	
	ВГ	АБ	6	53,4	1,2	14,9	10,5	0,2	4,3	5,0	5,7	0,6	0,3	
		Б	4	48,1	1,1	14,0	11,7	0,2	7,2	11,2	2,6	0,4	0,1	
Т	АБ	2	54,3	1,0	14,7	11,9	0,1	5,0	4,8	4,4	0,4	0,1		
	Б	6	48,2	0,8	15,4	10,1	0,2	6,6	13,0	1,6	0,1	0,1		

Примечание. $FeO^* = FeO + 0,9 Fe_2O_3$. Буквами обозначены вулканические серии, по Х. Куно (Щ — щелочная оливин-базальтовая; ВГ — высокоглиноземистая, Т — толлитовая) и типы пород (Б — базальты Б¹ — с содержанием $K_2O < 1\%$, Б² — с содержанием $K_2O > 1\%$; А — андезиты; АБ — андезито-базальты, АБ¹ — с содержанием $K_2O < 1\%$, АБ² — с содержанием $K_2O > 1\%$; Д — дациты, Л — липариты); I — кидрясовский и куагачский комплексы тремадока Сакарской зоны Урала; II — братолюбовский и акбулакский комплексы венда Центрального Казахстана; III — юрско-неокомский комплекс Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа; IV — Мугуджарский комплекс силура Урала; V — вендско-нижнекембрийский комплекс Озерной зоны Монголии.

увеличение содержаний Al_2O_3 . По низкому содержанию TiO_2 , высокому — Al_2O_3 , умеренной железистости они близки к базальтам из основания островных дуг. Однако низкая магнезиальность и относительно высокая щелочность сближает их с континентальными типами.

Рифтогенные вулканические комплексы начальных стадий раскрытия геосинклинальных структур

К вулканическим комплексам такого типа по структурному положению на краю геосинклинальной области, приуроченности к узким линейным грабенообразным прогибам, зажатым между выходами метаморфического докембрия, и парагенезу с терригенными аркозовыми и кварцевыми осадками моласоидного типа в герцинидах Урала отнесен кидрясовский и куагачский вулканические комплексы тремадока, залегающие в основании разреза Сакмарской зоны [Проблемы..., 1972; Хворова, 1979; Самыгин, 1980] (см. рис. 24). В каледонидах Азии подобные комплексы развиты на западе Центрального Казахстана в Байконурском, Калмыккульском и Сарытумском прогибах, где им соответствуют вулканы акбулакской, нижней части братолюбовской серий и жалгызской свиты венда [Хераскова и др., 1979] (см. рис. 23). Эти комплексы представлены диабазами и палеотипными базальтами массивного сложения, типично присутствие пикрит-базальтов, не характерны спилиты и шаровые базальты. Кремнекислые вулканы встречаются в подчиненном количестве в виде лав (кидрясовский и куагачский комплексы) или в виде пепловых туфов и туфосилцитов (акбулакская и братолюбовская серии). Как и в современных рифтах, среди пород этих вулканических комплексов преобладают вулканы щелочной оливин-базальтовой серии (см. рис. 26), существенное место занимают базальты с содержанием $K_2O > 1\%$ (от 1 до 2%). Щелочной характер вулкаников отчетливо

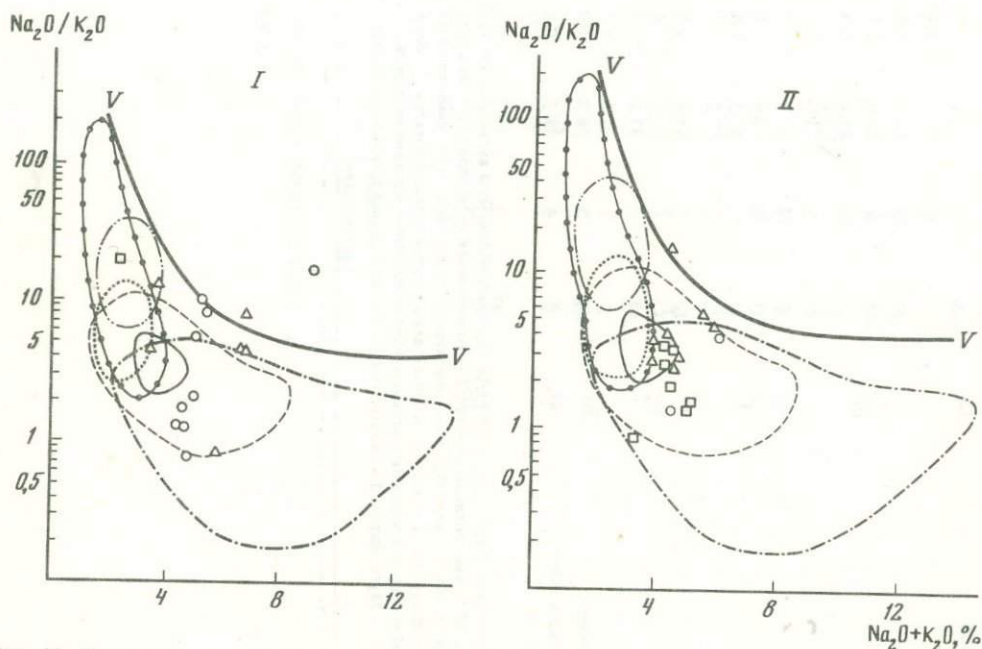


Рис. 29. Диаграммы, по А. Миасиро, для вулканических комплексов начальных стадий раскрытия океанических структур

I — кидрясовский и куагачский вулканические комплексы ордовика Урала, II — братолюбовский и акбулакский вулканический комплексы венда—нижнего кембрия Центрального Казахстана. Условные обозначения см. на рис. 27

виден на диаграммах *AFM* и диаграмме А. Миасиро (рис. 29). По расчетам уравнений дискриминантной функции, по В.А. Кутолину [1972], эти базальты попадают в группу континентальных оливиновых базальтов.

Вулканыты каледонских рифтовых зон отличаются от рифтового комплекса Урала отсутствием пород толеитовой и высокоглиноземистой серий, большим количеством относительно высококалийных пород с повышенным содержанием TiO_2 и P_2O_5 . Возможно, это связано, как и в современных рифтах, по данным В.Г. Казьмина [1982], с более высокой скоростью раздвижения Уральской рифтовой зоны. Таким образом, вулканыты древних рифтовых зон, выделяемые по комплексу признаков, обнаруживают принципиальное сходство с вулканытами современных рифтов. Некоторым отличием является более высокая железистость, иногда более низкая магнезиальность. Главное отличие заключается в отсутствии среди древних аналогов достоверно доказанных ультращелочных пород. Хотя не исключено, что к ним следует относить массивы нефелиновых сиенитов, известные на восточном крыле Байконурского прогиба, а также субвулканические тела, принадлежащие, по данным С.Г. Гокмачевой, А.Г. Кузнецевского, Л.М. Палец [1976], к рифтогенной жалгызской свите Сарытумского прогиба.

Раннегеосинклинальные вулканические комплексы глубоководных котловин

Вулканические комплексы подобного типа сохраняются в современной покровно-складчатой структуре складчатых областей очень фрагментарно и выделяются весьма гипотетически в тектонических пластинах, образованных офиолитовой ассоциацией. Нередко они сохраняются лишь в глыбах серпентинитового меланжа. При палинспастических реконструкциях удается установить, что вулканические комплексы глубоководных впадин формировались в центральных частях геосинклинальной области, отделенной от континентов несколькими структурными зонами, сопоставляемыми с островными дугами и окраинными морями или с пассивными окраинами атлантического типа. Примером могут служить юрско-неокомские вулканыты офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Григорьев, 1979]¹, мугоджарская свита силура Западно-Мугоджарской зоны Урала (см. рис. 24), вендско-нижнекембрийские вулканыты Озерной зоны Монголии [Дергунов, Хераскова, 1981] (см. рис. 23).

В составе вулканических комплексов преобладают шаровые афировые спилитизированные базальты, имеющие мощность порядка 1—2 тыс. м. Лишь в незначительном количестве иногда присутствуют андезиты-базальты, андезиты и единичные покровы пород более кислого состава. В верхней части, в составе вулканических комплексов этого типа появляются прослойки туфогенно-кремнистых пород, пелагических известняков, яшм. На отдельных внутренних поднятиях могут возникать рифогенные известняки. Очень характерно полное отсутствие терригенного материала континентального происхождения, что свидетельствует о накоплении комплекса на значительном удалении от континента.

По сравнению с раннегеосинклинальными вулканытами других разновозрастных структурных зон вулканыты палеоокеанических впадин отличаются наибольшим для каждой конкретной геосинклинальной области развитием вулканытов толеитовой и высокоглиноземистой серий, наиболее низким содержанием щелочей. Для каледонид Азии характерны также наиболее высокие содержания MgO , Cr , Ni . При этом по мере приближения к континенту наблюдается увеличение доли пород щелочной оливин-базальтовой серии (см. рис. 26, табл. 2 — вулканыты мугоджарской свиты в сравнении с поляковской, баймак-бурибаевской и сугралинской свитами; вулканыты Озерной зоны в сравнении с вулканытами

¹ Для характеристики Севано-Акеринской зоны использованы анализы из коллекции Г.С. Закариадзе.

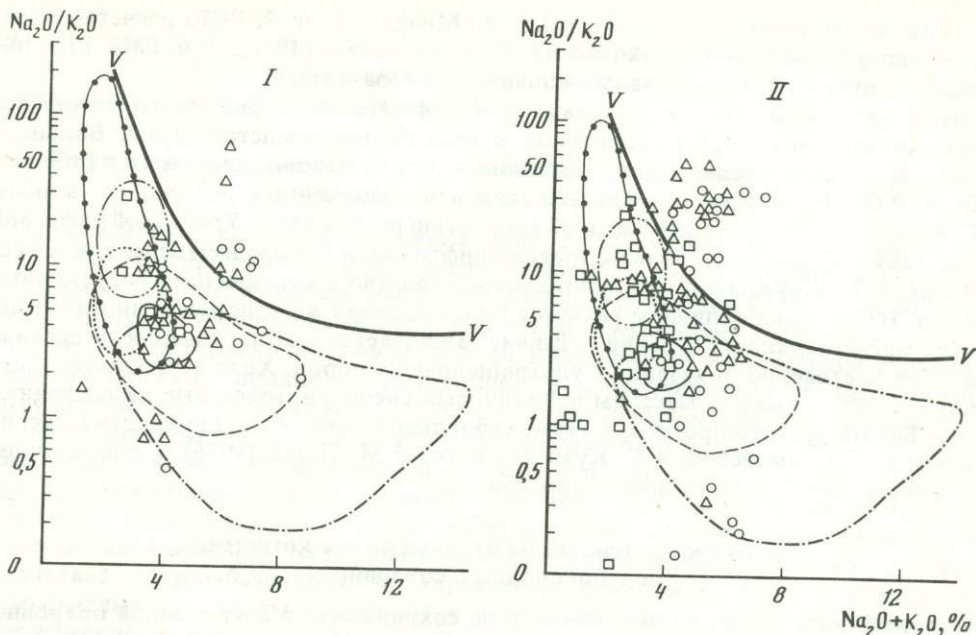


Рис. 30. Диаграммы, по А. Миасиро, для вулканических комплексов глубоководных впадин океанического типа

I — юрско-меловой вулканический комплекс Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, II — мугуджарский вулканический комплекс силура Урала. Условные обозначения см. на рис. 27

балкыбекской, карамурунской свит и венд-нижнекембрийскими вулканитами Актотракского горста Тувы).

Такая же закономерность в латеральных изменениях вулканитов, как было показано выше, типична и для современных океанов. Выявленное сходство в закономерностях латеральной изменчивости составов базальтов в океанах и в геосинклиналиях, по-видимому, имеет несравнимо большее значение, чем абсолютное сходство составов, на которые могла оказать влияние общая эволюция базальтового вулканизма, связанная с изменениями состава верхней мантии. Раннегеосинклиналильные базальты глубоководных впадин, по сравнению с базальтами современных океанических хребтов, отличаются большей ролью пород щелочной оливин-базальтовой серии, причем тем заметнее, чем древнее геосинклиналильная область (см. рис. 26). Так, на диаграммах А. Миасиро (рис. 30) вулканиты палеоокеанических комплексов образуют поле составов, более дифференцированное по сравнению с современным океаническим и располагающееся параллельно Исландским толеитам, но смещенное вправо, в сторону большого количества щелочей, причем большая часть пород оливин-базальтовой серии и части пород высокоглиноземистой попадают в зону измененных пород. Помимо более высокой суммы щелочей, для этих базальтов характерно в среднем относительно повышенное содержание K_2O (0,5—0,8%), что более типично для траппов (0,75% K_2O) и железистых базальтов океанов, чем для базальтов срединно-океанических хребтов. Палеозойские палеоокеанические базальты Озерной зоны Монголии и Западно-Мугуджарской зоны Урала отличаются от современных также более низкой магнезиальностью и более высокой железистостью. По этим параметрам они также сближаются с траппами древних платформ и исландскими толеитами (см. табл. 2). Это находит отражение в смещении фигуративных точек составов базальтов в сторону вершины F (железистых пород) на диаграммах *AFM*. Наибольшее сходство

с океаническими базальтами хребтов обнаруживают породы толеитовой и низкокальциевые — высокоглиноземистой серий в каждом рассмотренном палеоокеаническом комплексе, в то время как породы щелочной оливин-базальтовой серии (особенно высококальциевые) близки вулканитам континентальной оливин-базальтовой формации.

Значительные вариации наблюдаются в содержаниях TiO_2 и P_2O_5 . Так, низкое содержание этих окислов в базальтах Озерной зоны Монголии сближает их с базальтовыми комплексами оснований островных дуг и окраинных морей, в то время как базальты офиолитовых комплексов Малого Кавказа и Мугоджар образуют поле между линиями состава океанических базальтов, траппов и базальтов континентальных рифтов. Возможно, эти вариации связаны с различной скоростью раскрытия палеоокеанических впадин [Зоненшайн, Мирлин, 1982].

В целом из рассмотренных вулканических комплексов, сопоставляемых с глубоководными котловинами палеоокеанов, наиболее близки к современным аналогам базальты Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Характерное для палеозойских вулканических комплексов более высокое содержание щелочей, суммарного железа, более низкая магнезиальность, а по некоторым данным, низкие содержания Cr и Ni могут свидетельствовать о том, что палеозойские палеоокеанические комплексы возникали при меньшей степени плавления и более низкой температуре плавления мантийного субстрата, возможно, из-за более высокого содержания летучих компонентов в мантии. В настоящее время, по-видимому, нельзя однозначно объяснить причину столь существенных отличий. Возможно, они связаны со спецификой структуры палеозойских бассейнов особым строением их "океанической коры". Не исключено также влияние процессов эволюции Земли: процессы дегазации Земли могли привести к смене условий выплавления, к появлению сухих расплавов, из которых возникли не подвергшиеся спилитизации современные базальты океанических хребтов.

Раннегеосинклинальные вулканические комплексы из основания островных дуг

Вулканиты основания островных дуг лучше всего сохраняются в складчатой структуре геосинклинальных областей. Они обнажаются ниже по разрезу островных комплексов, описанных в следующем разделе. Для этих вулканических комплексов, так же как и для "палеоокеанических", характерно отсутствие терригенного материала континентального происхождения, наличие рифогенных известняков, что свидетельствует о значительности вулканических поднятий. Среди них, как и в современных островных дугах (верхний мел Малых Курил и ирунейская свита Камчатки) (см. рис. 25), различаются контрастные серии с модами в области базальтов и дацит-липаритов (баймак-бурибаевская свита Урала и ее аналоги в Тагильском синклинии) (см. рис. 24); вендско-нижнекембрийские вулканиты Актоврацкого горста Тувы, Даггандельской зоны Монголии (см. рис. 23); слабо дифференцированные (балкыбекская свита нижнего кембрия хребта Чингиз) (см. рис. 25). По сравнению с базальтами "палеоокеанических" впадин отмечается (как и в современных дугах) увеличение доли пород щелочной оливин-базальтовой серии и пород с содержанием $K_2O > 1\%$ (см. рис. 26).

Рассматриваемые комплексы в герцинидах Урала близки рассмотренным выше верхнемеловым аналогам по низкому содержанию TiO_2 и P_2O_5 . Они также имеют сходство по резким колебаниям в содержаниях MgO (до 10%) в некоторых андезитобазальтах. С контрастным верхнемеловым ирунейским комплексом вулканиты баймак-бурибаевского комплекса близки по четко видимому на диаграмме AFM щелочному характеру дифференциации. Однако базальты герцинских комплексов Урала содержат меньше разностей с содержанием $K_2O > 1\%$. Поэтому средние содержания K_2O в базальтах рассматриваемых герцинских комплексов Урала ниже,

Т а б л и ц а 4

Средний химический состав вулканогенных пород, развитых в основании палеоостровных дуг

Типы пород			Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
I	Щ	Б	9	49,3	0,5	18,5	10,4	0,2	5,3	9,5	3,8	1,3	0,2
		АБ	4	53,1	0,5	16,3	9,3	0,4	6,2	7,7	4,4	1,1	0,2
	ВГ	Б	7	51,0	0,5	17,9	10,0	0,2	5,8	8,8	2,9	0,9	0,2
		АБ	5	52,9	0,3	17,5	8,1	0,1	7,5	8,1	3,6	0,8	0,2
		А	1	57,6	0,2	17,1	6,4	0,2	3,6	7,5	3,9	1,2	0,2
II	Щ	Б ¹	9	50,2	1,2	17,7	10,2	0,1	7,0	8,1	4,2	0,6	0,3
		Б ²	6	50,0	1,1	17,0	9,3	0,2	6,6	8,8	3,4	2,4	0,3
		АБ	2	54,9	1,0	19,1	7,6	0,2	3,4	6,3	4,9	1,7	0,4
		АД	3	62,4	0,8	17,7	4,3	0,1	2,7	1,5	5,8	4,5	0,3
	ВГ	Д	6	66,3	0,6	15,0	4,9	0,1	1,5	2,1	6,0	2,9	0,2
		Б	3	50,5	1,2	16,9	9,8	0,1	6,9	9,4	2,8	0,7	0,3
		АБ	4	54,5	1,1	18,0	7,7	0,3	5,5	6,2	4,6	1,4	0,4
		А	1	57,3	0,9	21,2	5,2	0,2	2,1	7,4	4,7	0,8	He опр.
		Д	5	65,9	0,9	15,8	4,7	0,1	1,2	2,6	4,9	2,2	0,2
		Л	1	72,0	0,5	14,6	2,4	—	0,5	1,8	5,1	2,7	0,2
III	Щ	АБ	1	53,5	0,9	19,0	8,1	—	4,8	9,2	3,3	0,4	0,4
		А	1	57,4	1,0	16,0	8,4	0,2	4,4	8,0	3,1	0,6	0,1
		Д	1	67,9	0,7	10,9	3,8	0,1	2,1	2,8	1,5	0,8	0,1
		Л	2	74,9	0,6	12,2	2,8	0,1	0,8	1,3	5,2	1,4	0,2
	ВГ	Б ¹	8	50,1	1,0	15,9	10,5	0,1	6,4	6,9	4,6	0,4	0,1
		Б ²	2	51,7	0,9	19,3	10,1	0,2	6,3	5,6	3,1	2,0	0,1
		АБ	1	53,2	1,0	17,9	7,4	0,1	5,8	6,1	5,0	0,5	0,1
		А	1	60,5	1,11	16,7	6,7	0,1	2,0	1,8	7,5	0,8	0,4
		АД	1	62,4	0,9	16,4	6,4	—	1,6	1,3	7,6	0,2	0,1
		Б	1	49,0	1,1	15,9	10,9	0,1	6,6	10,0	2,9	0,4	0,1
Т	АБ	6	54,3	0,8	16,4	9,1	0,1	6,2	7,6	3,8	0,4	0,1	
	А	1	60,3	1,0	16,0	7,4	0,1	3,8	0,7	5,9	0,1	0,2	
	Д	1	63,4	0,6	18,1	5,3	0,1	1,2	1,0	6,1	0,2	0,1	
	Л	5	72,8	0,3	13,6	3,3	0,1	0,8	0,7	4,7	2,6	0,2	
	АБ	1	56,5	0,3	12,1	8,9	0,1	10,9	9,0	2,7	0,1	—	
IV	Щ	Д	4	65,9	0,5	16,0	6,4	0,1	1,7	1,8	4,4	0,5	0,1
		Л	5	73,8	0,4	13,4	3,0	—	0,7	0,7	5,1	1,4	0,1
		АБ	1	52,8	1,6	12,4	14,5	0,3	7,0	8,0	2,6	Следы	0,1
	ВГ	Б ¹	11	47,2	2,1	15,1	12,8	0,2	5,6	9,6	4,4	0,4	0,3
		Б ²	4	49,9	2,2	13,8	13,2	0,1	4,3	6,9	4,7	1,8	0,3
АБ		3	52,8	1,6	13,1	11,0	0,1	3,6	8,2	5,5	0,5	0,4	
АБ		1	52,8	1,6	12,4	14,5	0,3	7,0	8,0	2,6	Следы	0,1	
V	Щ	Б ¹	9	45,3	2,6	16,1	12,5	0,2	4,7	8,9	4,3	0,5	0,2
		Б ¹	3	47,7	2,6	15,2	13,2	0,1	3,5	6,6	5,9	0,7	0,4
		Б ²	3	44,4	1,5	13,6	11,2	0,1	10,2	10,0	2,1	1,1	0,4
		Б ²	9	49,4	1,4	16,1	9,3	0,1	9,1	8,1	3,1	1,1	0,5
	ВГ	Б ¹	3	48,6	2,1	12,7	14,0	0,2	6,9	9,8	2,8	0,9	0,2
		Б ¹	5	49,2	1,5	14,2	11,5	0,2	6,0	8,5	4,6	0,3	0,1
		АБ	1	54,9	2,0	13,4	13,1	0,3	3,1	3,0	5,6	1,8	0,6
Т	Б	1	51,9	1,3	14,2	11,8	0,2	6,2	9,7	2,7	0,2	0,1	
	ДЛ	4	67,4	0,6	13,6	11,2	0,1	1,2	10,0	2,1	1,1	0,3	
		Л	5	72,8	0,4	11,2	5,5	0,1	1,1	2,1	5,0	0,3	0,1

П р и м е ч а н и е. Буквенные условные обозначения см. в примечании к табл. 3. I — верхнемеловой комплекс Малых Курил; II — верхнемеловой (ирунейский) комплекс Камчатки; III — ордовикско-силурийский комплекс Тагильского синклинория, Баймак-Бурибаевский комплекс силура Таналык-Ирендыкской зоны Урала; IV — балкыбекский комплекс нижнего кембрия Чингизского антиклинория Казахстана; V — вендско-нижнекембрийский комплекс Актовракского горста Тувы и Даггандельской зоны Монголии.

чем в соответствующих верхнемеловых комплексах Камчатки и Курил (см. табл. 2, 4). Отличаются они и низким содержанием Al_2O_3 и CaO ¹.

Каледонские комплексы океанической стадии развития островных дуг (балкыбекский нижнего кембрия Чингизского антиклинория Центрального Казахстана и вендско-нижекембрийский Даггандельской зоны Монголии, Актоврацкого горста Тувы) близки верхнемеловым аналогам Камчатки и Курил по содержанию K_2O (балкыбекский комплекс), по резким колебаниям содержания магния и обогащенности MgO андезито-базальтов и особенно некоторых базальтов в контрастных сериях (вендско-нижекембрийский комплексы Актоврацкого горста Тувы) (см. табл. 3). Близки они и по щелочному характеру дифференциации, выявляющемуся на диаграммах *AFM*, особенно четко выраженному в контрастных сериях. Однако имеются и существенные отличия. Вулканиты каледонских комплексов по содержанию TiO_2 приближаются к базальтам континентальных рифтов и толейтовым базальтам Исландии. Отличаются они также благодаря более высокой железистости, низкой глиноземистости и более высокому содержанию Na_2O . Последнее не может быть объяснено только процессами спилитизации, так как содержания окиси кальция в них близки (см. табл. 2).

Таким образом, вулканические комплексы, залегающие ниже андезитовых серий в современных островных дугах в сравнении с герцинскими и каледонскими аналогами наряду с чертами сходства (соотношение типов пород, вулканических серий, характер дифференциации, содержание MgO) имеют и существенные отличия. Причем последние выступают более отчетливо в каледонских аналогах. В настоящее время трудно объяснить причины таких различий. По-видимому, частично они связаны с региональными особенностями химизма. В частности, высокие содержания двуокиси титана вообще характерны для океанической стадии развития каледонид Азии, исключение составляют лишь вулканиты Озерной зоны Монголии. Некоторые из подмеченных различий, вероятно, обусловлены сложными процессами эволюции вулканизма Земли. Так, для альбитизированных базальтов (спилитов) палеозойских складчатых областей в целом характерно относительно низкое содержание Al_2O_3 (14—16,5%), что легче всего объяснить процессами альбитизации при формировании спилитов, так как на построение кристаллов альбита ($NaAlSi_3O_8$) требуется меньшее количество окиси алюминия, чем на построение анортитового минерала ($CaAl_2SiO_8$).

Специфика и разнообразие вулканических комплексов в основании островных дуг может быть связана также с неоднородностью коры переходного типа, на которой возникли островные дуги. Так, спилит-кератофировый вулканический комплекс Актоврацкого горста Тувы и Даггандельской зоны Монголии, по данным Н.Н. Хераскова [1979], А.Б. Дергунова и др. [1980], имеет в своем основании кору переходного типа. Балкыбекский спилитовый комплекс Чингизского антиклинория также, возможно, имел утолщенную кору, так как в некоторых зонах Чингизского антиклинория имеются блоки вулканогенно-осадочных пород докембрия. Возможно, этой причиной объясняется некоторое сходство рассмотренных каледонских комплексов с континентальными типами: их более высокая железистость, титанистость, более низкие средние содержания магния.

¹ Для характеристики баймак-бурибаевского комплекса использованы данные из сводки Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой [1977], нижнесилурийского комплекса Тагильского синклинория — анализы из работы Г.Ф. Червяковского [1972].

Раннегеосинклинальные вулканические комплексы окраинных морей

Породы этих комплексов, как и палеоокеанических, чаще всего сохраняются в структуре складчатой области фрагментарно, в составе линейных офиолитовых зон. Среди древних вулканических комплексов, как и в современных окраинных морях, выделяются два типа: первый обнаруживает сходство с вулканитами Филиппинского моря, второй — с вулканитами океанической коры окраинных морей, приближенных к континенту. Примером вулканического комплекса окраинных морей (типа Филиппинского) может быть поляковская свита Урала.

Характерны вулканические комплексы с преобладанием базальтов (диабазов, спилитов), в то время как остальные породы распространены локально и преимущественно в виде пирокластических. Как правило, вулканиты этого типа ассоциируют с большим количеством кремнистых пород, чем это свойственно вулканическим комплексам палеоокеанов и основаниям островных дуг. Характерно отсутствие терригенного материала континентального происхождения. Обломочные породы представлены продуктами подводного размыва кремнистых, вулканогенных пород и габброидов. На отдельных вулканических поднятиях локально появляются рифогенные известняки. Это свидетельствует о том, что вулканические комплексы этого типа формировались в глубоководных условиях, на значительном удалении от континента. Химический состав поляковского вулканического комплекса [Фролова, Бурикова, 1977] в значительной степени близок составу вулканитов Филиппинского моря (табл. 5; см. рис. 26), отличаю более высокой титанистостью, щелочностью и преобладанием вулканитов щелочной оливин-базальтовой серии. Последнее, вероятно, связано с процессами спилитизации пород поляковской свиты. Этим же объясняются более низкие содержания окиси кальция. Однако главное, что роднит вулканиты поляковской свиты с вулканитами Филиппинского моря, состоит в том, что оба эти комплекса по химическому составу занимают промежуточное положение между базальтами соответствующих им океанических впадин и островных дуг. Так, вулканиты поляковского комплекса близки палеоокеаническому мугоджарскому благодаря высокому содержанию окиси магния и относительно низкой щелочности. Однако различаются более низким содержанием в базальтах поляковского комплекса титана и железа. Базальты поляковского комплекса приближаются к базальтам островодужного баймак-бурибаевского по этим параметрам и ряду других: по преобладанию пород щелочной оливин-базальтовой серии, характеру дифференциации — появлению пород кислого состава и присутствию щелочного тренда на диаграмме *AFM*, характерного для части пород поляковского комплекса.

Таким образом, в складчатых областях распространены вулканические комплексы, обнаруживающие принципиальное сходство с вулканитами, развитыми окраинных морях, выдвинутых в океан.

Довольно широко в складчатых областях распространены вулканические комплексы, формирование которых, по данным палинспастических реконструкций, происходило в окраинных морях и малых океанических бассейнах, располагающихся, подобно Японскому морю, вблизи континента.

Примерами вулканических комплексов подобного типа являются африканская свита верхнего мела Камчатки [Хотин, 1979] (см. рис. 25), сугралинская свита силура Урала [Хворова, 1979], карамурунская свита нижнего кембрия Центрального Казахстана [Хераскова и др., 1979; Дергунов, Хераскова, 1981] (см. рис. 23, 24). Отличительной чертой сугралинского комплекса можно считать его приуроченность к краю карбонатной платформы. Поэтому в нем отсутствуют терригенные породы континентального происхождения.

Вулканогенные комплексы окраинных палеоморей, располагавшихся вблизи

Т а б л и ц а 5
Средний химический состав вулканогенных пород,
развитых в морях окраинного типа и в малых океанических бассейнах

Типы пород		Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
I	Щ	Б	3	49,3	1,2	16,7	11,3	0,2	7,9	9,4	4,0	0,5	0,1	
		АБ	2	53,6	0,7	17,3	7,9	—	6,8	6,8	4,5	0,8	0,1	
		А	1	57,1	0,8	21,1	7,5	—	3,5	2,9	5,4	1,2	0,2	
	ВГ	Б	12	49,2	1,2	16,2	12,5	0,2	6,7	10,4	2,4	0,5	0,1	
		АБ	6	53,9	0,9	17,6	9,4	0,2	5,6	7,5	3,5	0,8	0,1	
	Т	Б	11	50,6	1,0	15,4	10,2	0,2	7,9	11,1	2,3	0,3	0,1	
		АБ	3	54,6	0,7	19,1	9,1	0,2	5,6	7,4	2,2	0,3	0,1	
		А	5	60,2	0,8	14,6	8,6	0,1	5,5	6,7	1,9	0,7	0,1	
		Д	7	65,9	0,7	14,4	6,8	0,1	3,8	3,4	3,2	0,8	0,1	
		ЛД	3	69,7	0,7	13,2	6,6	0,2	3,1	1,5	3,8	0,7	0,2	
		Л	4	73,1	0,5	12,2	4,7	0,1	2,3	1,8	4,0	0,7	0,1	
II	Щ	Б ¹	5	50,5	0,1	18,7	10,0	0,2	4,2	10,0	4,5	0,4	0,1	
		Б ²	1	50,6	0,8	19,2	9,5	0,2	4,6	10,0	3,1	1,6	0,1	
		АБ	6	53,4	1,1	16,3	10,7	0,2	4,3	7,6	4,5	1,3	0,2	
	ВГ	Б	5	49,9	1,1	19,0	10,4	0,2	4,6	10,8	2,6	0,7	0,1	
		АБ	7	53,5	1,0	17,5	10,1	0,2	4,3	8,3	3,7	0,9	0,1	
		Д	1	63,2	0,8	11,9	9,2	0,2	2,9	5,7	3,7	1,6	0,1	
	Т	АБ	3	54,4	1,2	16,4	10,9	0,2	3,4	9,0	2,8	1,0	0,2	
	Щ	Б	9	49,0	1,8	15,8	11,3	0,2	6,8	9,9	3,4	0,7	0,2	
		АБ	1	56,0	0,9	19,2	7,2	0,1	3,6	6,4	5,0	1,0	0,2	
	III	ВГ	Б	6	49,9	1,5	15,9	10,9	0,2	7,7	9,6	3,1	0,4	0,2
			АБ	1	52,9	1,6	13,1	9,0	0,2	4,9	13,6	3,6	0,2	0,3
		Т	Б	3	49,7	1,0	16,2	8,9	0,1	8,8	12,3	2,4	0,1	0,1
АБ			1	53,6	1,1	15,9	9,8	0,2	4,0	13,6	0,2	0,3	0,3	
IV	Щ	Б ¹	12	48,4	1,7	15,1	10,9	0,2	5,8	9,3	4,2	0,6	0,3	
		Б ²	8	49,8	1,3	16,4	10,1	0,2	7	7,4	3,7	2,1	0,3	
		АБ ¹	3	54,5	1,3	17,4	11,1	0,2	3,7	3,7	6,8	0,5	0,3	
		АБ ²	1	55,6	1,8	15,7	11,8	0,2	2,9	3,8	5,3	1,3	0,8	
		А	1	59,8	1,2	16,2	6,9	0,3	1,5	2,1	7,5	0,3	0,1	
		ЛД	2	69,6	0,4	13,6	5,1	0,1	1,1	1,3	4,2	4,0	0,1	
	ВГ	Л	1	70,5	0,5	12,9	4,0	—	1,9	—	6,6	1,9	0,1	
		АБ ¹	2	54,6	0,9	15,0	9,3	0,2	7,0	8,0	4,2	0,2	0,3	
		АБ ²	3	54,8	0,9	16,7	7,7	0,1	5,2	8,9	4,1	1,6	0,2	
		А	2	59,9	0,9	15,7	7,2	0,1	4,5	5,4	4,5	1,1	0,2	
		ЛД	1	69,3	0,5	12,4	7,7	0,1	0,6	2,2	4,0	2,5	0,1	
Т	Б	1	49,8	0,9	16,2	10,6	0,2	4,1	16,9	0,3	0,2	0,1		
	АБ	1	56,0	0,9	17,1	6,0	0,1	5,0	10,7	3,3	0,6	0,1		
	Д	1	65,0	0,2	9,5	6,5	0,1	7,0	1,9	4,0	1,4	—		
	Л	2	72,2	0,5	11,8	4,5	0,1	0,7	1,8	5,4	0,5	0,1		
V	Б	17	49,2	1,3	14,8	10,6	0,2	7,0	8,9	2,9	0,7	He опр.		
	АБ	4	54,7	0,6	14,0	8,4	1,0	6,7	6,8	3,7	0,2	"		
	А	3	58,7	0,7	24,2	9,1	0,2	4,3	6,0	3,7	0,6	"		
VI	Щ	Б ¹	16	48,5	2,3	14,7	10,9	0,1	4,6	7,8	4,9	0,5	0,4	
		Б ²	13	47,8	2,4	15,6	15,7	0,2	3,8	5,8	3,6	2,4	0,8	
		АД	3	53,5	1,4	15,1	10,0	0,1	2,4	4,2	6,1	2,5	0,4	
	Л	А	3	61,6	0,5	16,7	10,7	0,1	0,9	1,8	6,5	2,9	0,1	
		Л	6	70,2	0,4	13,7	5,5	—	0,2	0,8	6,0	2,4	0,1	
		Б	7	49,8	1,8	14,1	9,6	0,3	5,9	9,3	3,2	0,5	0,3	

Примечание. Условные обозначения см. в примечании к табл. 3. I — вулканический комплекс мезозоя—палеогена островов Монерон, Улынды в Японском море; II — дно Филиппинского моря; III — африканская свита верхнего мела Камчатки; IV — сугралинская свита силура Сакмарской зоны Урала; V — поляковская свита силура Магнитогорского синклиория; VI — карамурунская свита ордовика в Тектур-масском антиклинии Центрального Казахстана.

континента, отличаются от вулканитов Филиппинского моря и поляковской свиты силура Урала увеличением, как и в Японском море, доли пород щелочной оливин-базальтовой серии и резким снижением доли пород толеитовой серии (см. рис. 26, № 15, 17, 18). Базальты этих комплексов, как и в Японском море, обладают относительно высокой щелочностью, сближающей их с базальтами континентальных рифтов (см. табл. 5; табл. 2, № 21, 22, 24). Наряду с увеличением содержания натрия наблюдается и рост содержания калия. Щелочной характер вулканических комплексов этого типа отчетливо виден на диаграммах *AFM* по четкому щелочному тренду дифференциации и на диаграммах *A*. Мсиасиро (см. рис. 28) по смещению поля фигуративных точек вправо. Исключение составляет африканская свита верхнего мела Камчатки, которая по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ имеет сходство с породами Филиппинского моря. Древние аналоги отличаются от вулканитов Японского моря повышенной титанистостью и низким содержанием алюминия. Последнее, как уже говорилось, вообще характерно для спилитовых комплексов.

Таким образом, спецификой как современных, так и более древних вулканических комплексов океанической стадии развития окраинных морей является их сходство с континентальными базальтами и некоторая тенденция сходства с базальтами, подстилающими островодужные комплексы в островных дугах. По всей вероятности такая специфика отражает переходный от континента к океану тип коры, на которой были сформированы эти вулканические образования.

Заканчивая обзор вулканизма, проявившегося на океанической стадии развития складчатых областей, можно сделать заключение о том, что химический состав вулканитов изменяется в широких пределах и находится в прямой зависимости от структурной зональности складчатой области, имеющей принципиальное сходство со структурной зональностью современных океанов и их окраин. На наиболее ранней рифтогенной стадии развития складчатых областей, в тесном парагенезе с осадками, типичными для грабенов, распространены диабазы, имеющие близкий химический состав с щелочными оливиновыми базальтами континентальных рифтов. В центральных частях складчатых областей развиты спилитовые комплексы со значительным количеством базальтов толеитовой и высокоглиноземистой серий. Их средний состав чаще всего отвечает промежуточному положению между базальтами срединно-океанических хребтов и траппами древних платформ. По направлению к краям складчатых областей Урала и Центральной Азии спилитовые комплексы сменяются более дифференцированными вулканитами с тем или иным количеством пород кислого состава, вплоть до появления спилито-кератофировых комплексов. Последние особенно типичны для структур, сопоставляемых с современными островными дугами. Одновременно в базальтах увеличивается доля пород щелочной оливин-базальтовой серии и пород с повышенным количеством калия.

Таким образом, в складчатых областях проявлена крупноплощадная зональность составов вулканитов, выражающаяся в возрастании щелочности, калиевости и "континентальности" базальтов от центральной части бассейнов к их континентальным окраинам. Эта зональность подтверждает определенные черты сходства между древними геосинклинальными бассейнами и современными океанами, хотя имеются существенные отличия в химическом составе.

Изменения состава вулканитов по вертикали в складчатых областях и в современных океанах почти не сопоставимы, так как в складчатых областях практически не известны ультращелочные породы основного состава, сходные с щелочными породами океанических островов и континентальных рифтов. При раннегеосинклинальном магматизме в конечном расплаве одновременно с щелочами накапливается значительное количество кремнезема, что приводит к вспышке вулканогенно-осадочного кремненакопления (мощные кремнистые толщи следуют за спилитовыми и диабазовыми).

Как было показано И.В. Хворовой [19686; 19806], В.Н. Григорьевым [1979]

эксталяционно-гидротермальный вынос кремнезема и отдельных богатых им расплавов в связи с современным базальтовым вулканизмом океанов имеет гораздо меньшие масштабы. Причины этого явления еще недостаточно ясны. По мнению В.Н. Григорьева и Б.П. Золотарева [1979], это связано с тем, что по мере наращивания гранитного слоя и одновременно увеличения зоны мантийного рестита положение еще недифференцированной мантии становится более глубоким. Поэтому вероятность проявления связанного с ней вулканизма должна уменьшаться. Возможно, спилитизация — результат автотетасоматического процесса, связанного с высоким содержанием летучих компонентов в магме. В этом случае можно говорить о большей интенсивности дегазации мантии и о меньшем температурном градиенте, существовавших в верхней мантии под древними геосинклинальными бассейнами по сравнению с современными океаническими. В этом предположении можно опираться на данные Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикова [1978], указывающие на то, что при меньшей степени плавления мантийного субстрата интерстициальный расплав должен быть обогащен водой и некогерентными элементами, такими как К, Р, Rb, Ba, Sr, V. Это характерно для большинства спилитовых формаций, особенно раннепалеозойских.

Таким образом, факты, полученные при изучении вулканизов начальных стадий развития складчатых областей, позволяют наметить некоторые черты сходства и отличия в базальтовом вулканизме вулканической стадии развития складчатых областей по сравнению с современным океанским.

Главное сходство заключается в одинаковом типе подводных трещинных излияний слабо дифференцированной базальтовой магмы, а также в тенденциях изменения и в характере крупноплощадной зональности составов древних базальтов и базальтов на линии океан—континент. Отличия обусловлены спилитизацией древних базальтов, возникающей, по-видимому, из-за обогащенности исходных магматических расплавов летучими компонентами. Следствием этих процессов является большее количество щелочей, титана, фосфора в базальтах древних складчатых областей, более низкие содержания в них магния и алюминия, а также значительный вынос эксталяционного кремнезема. Кроме того, в раннегеосинклинальных вулканических комплексах в большем количестве присутствуют вулканизы кислого состава.

ВУЛКАНИЗМ ПЕРЕХОДНОЙ ИЛИ ОСТРОВОДУЖНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Вулканизм переходной стадии развития складчатых областей характеризуется большим разнообразием, что связано со сложностью и неоднородностью тектонической обстановки его проявления. Формирование вулканических пород на этом этапе происходит на коре промежуточного или переходного типа, возникшей в ходе преобразования океанического субстрата, а также в результате деструкции зрелого сиалического фундамента.

Формирование вулканических пород происходит в структурах типа островных дуг, типичным примером которых являются островные дуги, развитые вдоль западной окраины Тихого океана.

Вулканизм островодужной стадии имеет существенно иной характер по сравнению с описанным выше вулканизмом океанической стадии. Основываясь на данных многочисленных исследователей по вулканизму современных островных дуг [Кузнецов, 1964; Лучицкий, 1971; Эрлих, 1973; Taneda, 1963; Золотарев, 1979; Лутц, 1980; и др.], можно так сформулировать основные его особенности: 1) приуроченность к вулканам центрального типа, расположенным в наземной и мелководно-морской обстановках (островные вулканы), хотя продукты вулканизма благодаря действию автокинетических потоков и воздушных течений переносятся и захороняются в морской и достаточно глубоководной океанической обстановке; 2)

непрерывная дифференцированность продуктов вулканизма в пределах отдельных аппаратов, обуславливающая изменчивость и линзовидность строения вулканических толщ; 3) обилие пирокластических и вулканокластических пород; 4) порфировые структуры эффузивных пород, вкрапленники которых, как правило, имеют зональное строение; 5) отчетливое проявление многоэтапности развития; 6) увеличение щелочности вкост простирания структур и присутствие в тыловой зоне подвижных систем провинций с вулканидами, несколько обогащенными калием; 7) увеличение калиевости вулканитов вдоль простирания островодужных систем по направлению к континенту (например, в Коряжском нагорье и на Камчатке); 8) базальты вулканических комплексов современных островных дуг по сравнению с океаническими характеризуются относительно низким содержанием TiO_2 (0,9—1,2%) и MgO (~5%), относительно высоким — Al_2O_3 (~17%) и FeO^* (~10—11%).

Дифференцированный островодужный вулканизм андезитового и базальтового состава, как правило, сменяет по времени существенно базальтовый, приуроченный к океанической стадии развития земной коры. Однако не менее широко распространены случаи, когда островодужный вулканизм проявляется одновременно и рядом с существенно базальтовым океаническим (см. рис. 23, 24, 25), но в различных структурно-формационных зонах. Одним из наиболее ярких примеров одновременности проявления островодужного и океанического вулканизма могут служить вулканические комплексы современных островных дуг и базальты океанов, а также окраинных морей типа Филиппинского (см. рис. 25). Островодужный вулканизм соответствует появлению новообразованного гранитно-метаморфического слоя или утолщению более древней океанической коры. Это длительный и неравномерно развивающийся процесс, поэтому синхронный ему вулканизм также характеризуется длительностью и многоэтапностью проявления.

Стадийность и латеральная изменчивость островодужного вулканизма лучше изучена в современных островных дугах, где выделяется по крайней мере четыре типа вулканических комплексов переходной или островодужной стадии, различающихся по структурному положению, парагенезу с осадочными формациями, особенностями петрографического и петрохимического состава (см. рис. 25): 1) вулканические комплексы примитивных островных дуг типа Идзу-Бонин, Марианской, Кюсю-Палау и др., развившиеся на коре океанического типа; 2) вулканические комплексы молодых островных дуг (типа Курильской), развившиеся на коре переходного типа, сформированной в результате процессов скучивания и частичной гранитизации пород океанической стадии и вулканических комплексов примитивных островных дуг; 3) вулканические комплексы зрелых островных дуг типа Камчатки, Японии, сформированные на коре переходного и континентального типов, переработанной процессами деструкции; 4) вулканические комплексы, образовавшиеся в зонах деструкции и расположенные в тыловой части зрелых островных дуг (абиссальная часть Охотского моря, Японское и Восточно-Китайское моря).

Химический состав вулканических комплексов, сформировавшихся в современных островных дугах, был выявлен на основе обобщения многочисленных (около 3000) химических анализов, заимствованных из литературных источников. Он был положен в основу познания и приравнен к эталону. Средние химические составы вулканитов, пересчитанные на безводность и бескарбонатность, приведены в табл. 6—8.

Современные вулканические комплексы примитивных островных дуг, сформированные на коре океанического типа

Вулканические комплексы типа Бонин охарактеризованы нами с использованием данных, приведенных Э.Н. Эрлихом [1973], А.Я. Шараськиным с соавторами [1980], по четвертичным вулканитам островных дуг Идзу-Бонин, Марианской, Кюсю-Палау, Тонга, Кермадек. Эти комплексы залегают на деформированной океанической коре с очень небольшим участием плагиигранитов [Марков, 1980] (см. рис. 25). Вулканические проявления здесь приурочены к подводным или незначительно выступающим над поверхностью океана центральным, щитовым и частично стратовулканам, а вулканические породы ассоциируют преимущественно с морскими граувакковыми и тефрогенными флишоидными толщами, углеродистыми глинистыми сланцами, а также олистостромами.

Продукты вулканических извержений имеют преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый состав при меньшем значении андезитов и более кислых разностей. Последние представлены главным образом пемзами и туфами (см. табл. 6, рис. 31, А). Основные породы составляют здесь 50, средние — 30, кислые — 20%.

Т а б л и ц а 6
Средний химический состав вулканитов примитивных
островных дуг типа Бонин

Вулканиты	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Четвертичные, Тихий океан	Б	113	49,9	0,96	17,7	11,2	0,2	5,5	10,9	2,1	0,7
	АБ	32	54,3	0,9	17,3	9,6	0,2	3,8	9,8	2,3	0,6
	А	26	61,8	0,8	14,6	7,6	0,4	2,8	6,8	2,9	0,8
	АД	8	62,8	1,0	14,9	7,9	0,2	2,3	5,8	3,1	0,6
	Д	25	66,2	0,6	14,9	5,2	0,1	1,6	5,0	3,7	1,1
	Л	23	75,5	0,2	13,1	1,7	0,2	0,4	1,8	4,2	2,0
Среднепарамуширской свиты, Большие Курилы	Б	9	50,6	0,5	19,1	9,8	0,2	5,9	8,9	2,7	0,8
	АБ	23	54,2	0,6	18,2	8,3	0,1	4,6	7,6	3,3	1,3
	А	17	59,0	0,6	18,3	6,1	0,2	2,8	6,5	3,9	1,7
	АД	3	62,5	0,6	17,8	4,8	0,1	2,1	6,3	2,6	1,4
	Д	3	65,8	0,4	15,5	4,7	0,1	2,3	4,1	4,0	1,7
Альб-туронские Малый Кавказ	Л	3	74,4	0,3	12,8	3,3	0,3	1,1	3,2	3,1	1,3
	Б	5	50,2	1,3	116,8	9,1	0,2	7,6	10,1	2,7	1,4
	АБ	7	54,4	1,8	15,9	10,5	0,2	4,5	6,6	4,7	0,5
	А	4	58,8	0,8	15,7	9,5	0,2	3,7	5,3	4,7	0,8
Ирендыкской свиты	Д	3	63,3	0,7	14,9	6,3	0,1	1,5	4,4	6,0	1,8
	Б	12	49,0	0,9	17,4	10,9	0,2	9,0	9,1	2,1	0,8
	АБ	42	53,7	0,6	16,4	10,0	0,2	7,6	7,2	2,7	1,4
	А	25	58,9	0,5	17,0	8,9	0,1	3,9	6,2	3,1	0,9
	АД	2	58,3	0,5	17,0	7,2	0,1	4,1	7,7	4,1	0,6
	Д	8	65,7	0,5	14,7	6,2	0,1	3,3	3,8	3,5	1,8
Южный Урал	ДЛ	4	69,5	0,4	14,3	4,8	0,1	1,6	3,1	4,7	0,9
	Л	2	72,6	0,2	12,7	2,6	0,1	1,4	2,7	4,7	1,0
	Б	2	50,9	0,7	18,0	10,3	0,3	11,6	4,4	3,1	0,1
	АБ	4	54,1	0,7	18,1	8,9	0,2	6,3	7,4	3,1	0,7
	А	3	59,4	0,6	17,2	7,9	0,1	5,2	3,9	3,8	0,9
	АД	3	59,4	0,6	17,2	7,9	0,1	5,2	3,9	3,8	0,9
	АД	1	62,6	0,5	19,9	6,6	0,3	3,5	1,9	3,2	1,0
	ДЛ	2	69,7	0,2	16,7	3,0	0,2	1,7	2,2	3,8	2,0

Примечание. Условные обозначения см. в примечании к табл. 3.

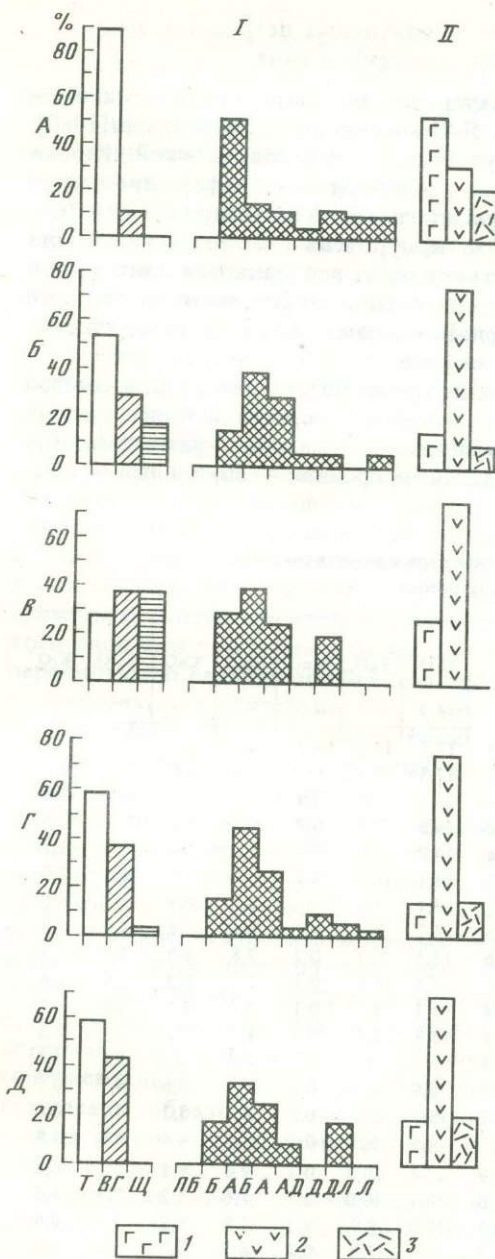


Рис. 31. I — гистограммы соотношения вулканических серий и степени дифференцированности вулканических пород примитивных островных дуг типа Бонин, выдвинутых в океан, и их древних аналогов

A — западная часть Тихоокеанского кольца, четвертичные вулканы Идзу-Бонинской, Марианской, Яп, Палау, Хантер-Фиджи, Тонга, Кермадек, Восточно-Меланезийской, Филиппинско-Тайваньской островных дуг (227 химических анализов); Б — Большая Курильская гряда (острова Парамушир и Шумшу), вулканы среднепарамуширской свиты (58 химических анализов); В — Малый Кавказ, верхнемеловые (альб—турон) вулканы (19 химических анализов); Г — Южный Урал, вулканы иредыкской свиты (95 химических анализов); Д — Казахстан, вулканы акколкинской свиты (12 химических анализов).

II — гистограммы распределения вулканических пород в соответствии с классификацией и номенклатурой магматических горных пород [Классификация..., 1981]. 1 — основные породы, $SiO_2 = 44-53\%$; 2 — средние породы, $SiO_2 = 53-64\%$; 3 — кислые породы, $SiO_2 = 64-78\%$. Остальные условные обозначения см. на рис. 26.

[Классификация..., 1981]. Среди вулканитов этого комплекса абсолютно преобладают породы толеитовой серии, по Х. Куно [1964], при незначительном развитии высокоглиноземистой и отсутствии щелочной оливин-базальтовой (см. рис. 31, А). На трехкомпонентной диаграмме *AFM* также отчетливо выявляется толеитовая тенденция дифференциации. На двухкомпонентной вариационной диаграмме А. Миасиро (рис. 32, А) фигуративные точки составов пород этого комплекса концентрируются в поле, характерном, по данным А. Миасиро, для вулканитов островных дуг, но преимущественно в верхней левой его части, совпадающей с полем базальтов океанических структур.

Преобладающие в составе этого типа вулканических комплексов базальты (см. табл. 6) отличаются от аналогичных пород из других островодужных образований в среднем относительно низким содержанием щелочей ($Na_2O - 2,02-2,10\%$, $K_2O - 0,42-0,91\%$) и $Al_2O_3 - 17,5-18,24\%$, что в

сочетании с повышенным содержанием $MgO - 4,91-6,1\%$ и суммарного железа ($10,98-11,48\%$) свидетельствует о меланократовости этих пород. Подчиненные базальтам более кремнекислые разновидности пород этого комплекса также отличаются наиболее низким содержанием щелочей, алюминия и относительно высокими — суммарного железа и магния.

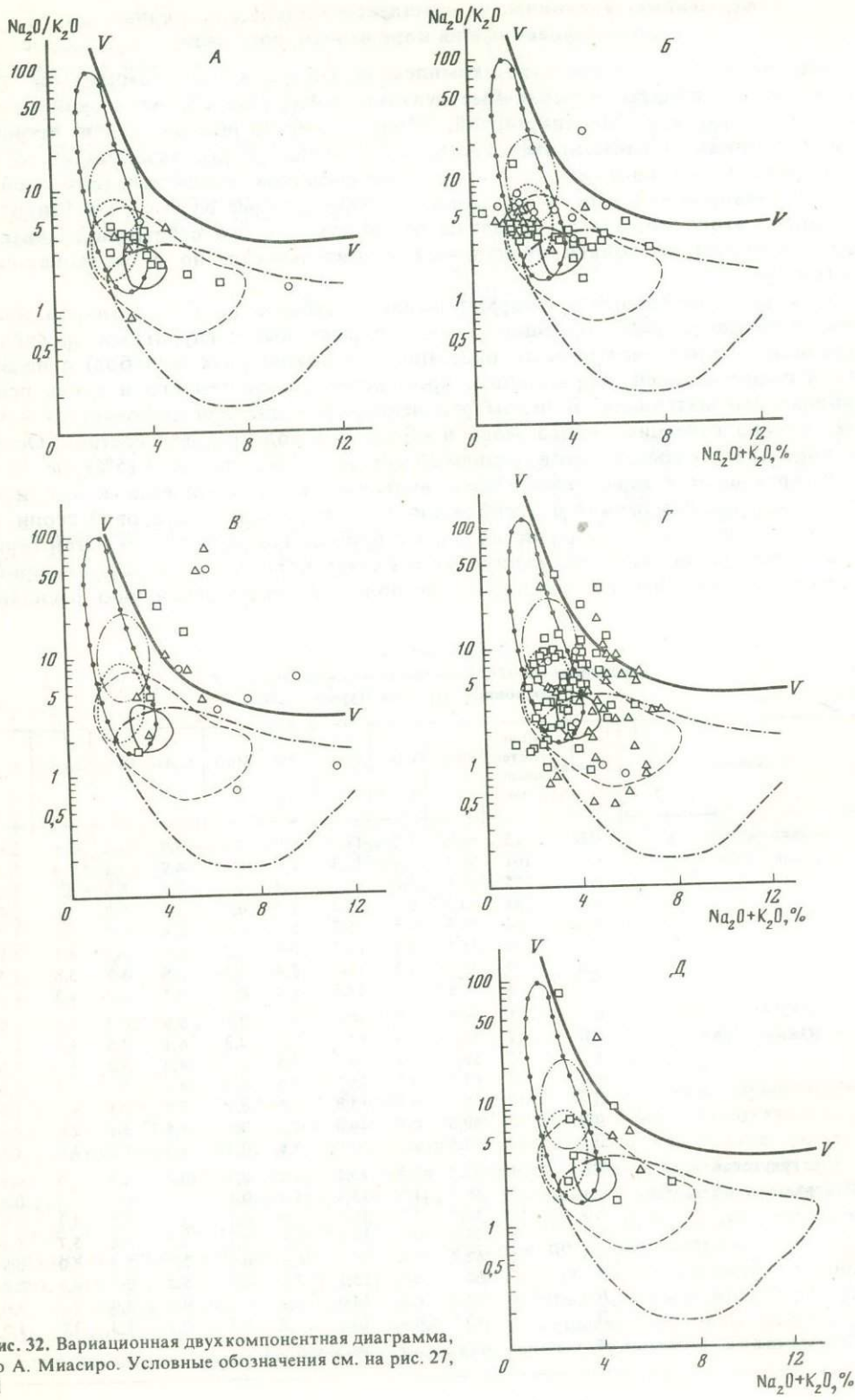


Рис. 32. Вариационная двух компонентная диаграмма, по А. Миасиро. Условные обозначения см. на рис. 27, 31

**Современные вулканические комплексы молодых островных дуг,
сформированные на коре переходного типа**

За эталон этих вулканических комплексов (назовем его комплексом типа Курил) нами приняты четвертичные вулканы Курильской, Алеутской, Зондской, Рюкю, Западно-Меланезийской, Молуккской островных дуг и островов Новые Гебриды, Соломоновы, Д'Антаркто [Эрлих. 1973], залегающие на деформированной и пронизанной интрузиями диоритов и плагиогранитов более древней океанической коре. В некоторых случаях (Малые Курилы, о-в Шикотан) вулканы этого комплекса отделены от подстилающего субстрата значительным перерывом не только вулканической деятельности, но и осадконакопления (см. рис. 25).

Вулканические комплексы формировались в субазральной и азральной обстановке в пределах узких островных гряд, сопряженных с глубокими прогибами (окраинных морей, междуговых бассейнов, глубоководных желобов) с пелагической седиментацией терригенного, кремнистого, тейрогенного и очень редко карбонатного материала. В целом это непрерывно дифференцированный комплекс, однако отчетливо видна мода в области пород среднего состава. Основные породы здесь составляют в среднем 25, средние — 60, кислые — 15% (рис. 33, А).

По сравнению с описанными выше вулканическими комплексами примитивных островных дуг наряду с преобладающими породами толеитовой серии, по Х. Куно, существенное развитие получают породы высокоглиноземистой серии. Появляются (хотя и в небольшом количестве) породы щелочной оливин-базальтовой серии. Все это указывает на большую дифференциацию расплавов

Таблица 7
Средний химический состав вулканитов молодых
островных дуг типа Курил

Вулканиты	Состав	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Четвертичные, Тихий океан	ПБ	13	46,6	1,2	17,3	10,3	0,2	5,9	12,0	2,6	2,0
	Б	101	50,3	1,0	18,3	10,6	0,3	4,9	10,5	2,4	0,8
	АБ	125	54,8	1,0	18,1	8,4	0,1	3,8	8,6	3,2	1,5
	А	154	59,7	0,7	17,6	6,4	0,1	2,3	6,9	3,6	2,0
	АД	14	62,5	0,5	16,7	5,6	0,1	2,4	6,6	3,1	1,7
	Д	64	64,5	0,7	15,5	5,6	0,2	1,6	4,6	4,1	1,9
	ДЛ	9	70,1	0,5	14,7	3,4	0,3	0,9	3,9	3,8	1,5
Улутауская свита, Южный Урал	Л	3	73,9	0,2	13,5	2,4	0,1	0,1	1,3	4,3	4,1
	Б	6	49,5	1,0	19,0	9,7	0,1	5,9	10,7	2,5	1,0
	АБ	12	53,8	0,7	17,0	9,3	0,2	6,1	7,6	3,3	1,3
	А	15	59,7	0,9	17,1	7,5	0,2	4,0	5,0	3,7	1,5
	АД	5	62,5	0,5	15,7	7,6	0,2	4,1	5,2	3,1	0,8
	Д	12	65,6	0,6	15,8	6,0	0,2	2,9	3,1	4,1	1,3
	ДЛ	2	69,5	0,6	16,0	4,1	0,1	1,6	3,2	2,8	1,9
Торткудукская свита, Центральный Казахстан	Л	29	74,5	0,3	12,9	3,8	0,1	1,3	1,7	4,0	1,5
	ПБ	1	46,0	2,7	15,1	14,3	0,3	10,5	6,9	2,5	0,8
	Б	5	48,7	1,5	15,4	15,6	0,1	6,8	6,7	3,3	0,8
	АБ	12	55,5	1,2	16,9	10,6	0,1	3,7	5,2	4,3	1,0
	А	6	58,8	0,8	15,3	9,5	0,1	2,5	4,6	5,7	1,3
	АД	1	62,4	0,6	15,3	6,1	0,2	2,3	5,4	4,0	0,9
	Д	5	64,4	0,6	15,1	7,1	0,1	2,1	3,3	4,6	0,5
ДЛ	1	70,1	0,8	14,0	6,2	0,1	0,6	3,0	3,4	1,0	
Л	1	75,5	0,4	10,1	6,9	0,1	0,3	1,3	3,0	1,5	

Примечание. Условные обозначения см. в примечании к табл. 3.

Рис. 33. Гистограммы соотношения вулканических серий (I) и степени дифференцированности вулканических пород (II) молодых островных дуг типа Курил и их древних аналогов

А — западная часть Тихоокеанского кольца, четвертичные вулканы Курильской, Алеутской, Зондской, Рюкю, Западно-Меланезийской, Молукской островных дуг и островов Новые Гебриды, Соломоновы, Д'Антаркто (482 химических анализа); Б — Южный Урал, вулканы улугтауской свиты (89 химических анализов); В — Казахстан, вулканы торткудукской свиты (32 химических анализа). Остальные условные обозначения см на рис. 26, 31

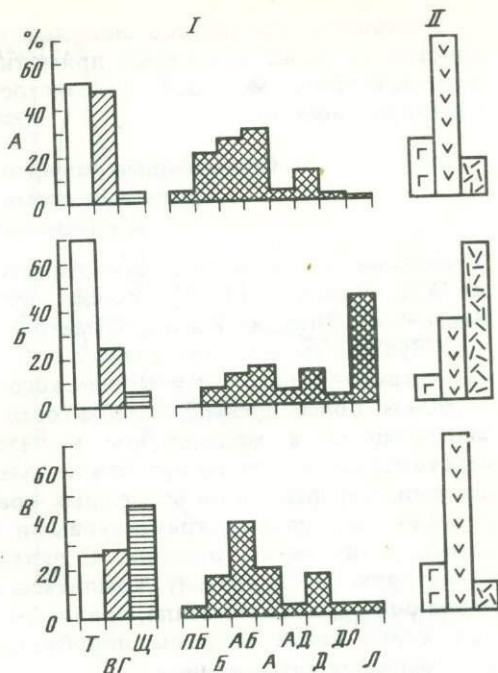
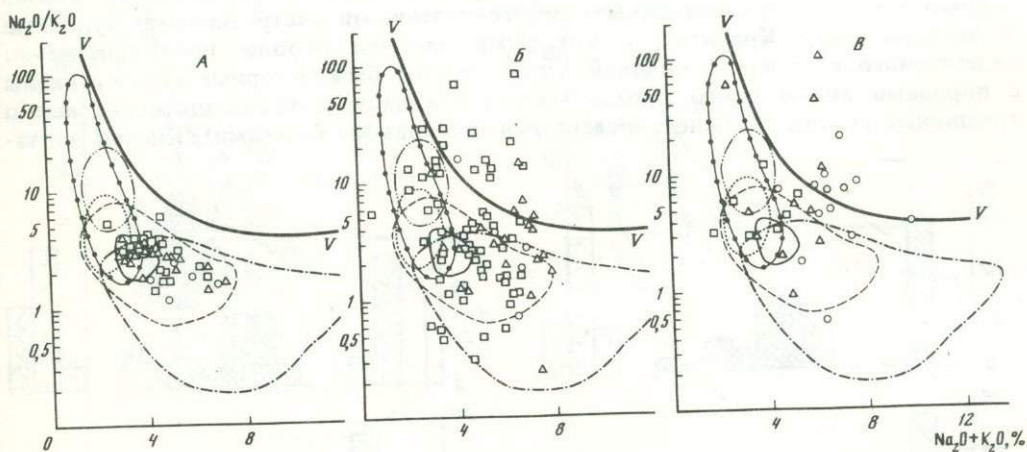


Рис. 34. Вариационная двухкомпонентная диаграмма, по А. Миасиро. Условные обозначения см. на рис. 27, 33.



по сравнению с описанными выше комплексами и несколько повышенную их щелочность. Последняя особенность отчетливо видна и из химического состава вулканических пород (табл. 7) и из концентрации значительного количества фигуративных точек составов в пределах поля щелочной оливин-базальтовой серии на трехкомпонентной диаграмме *AFM*. На двухкомпонентной вариационной диаграмме А. Миасиро (рис. 34, А) вулканы молодых островных дуг, так же как и вулканы примитивных дуг, располагаются в поле, характерном, по А. Миасиро, для эффузивных пород островных дуг. Однако по сравнению с породами вулканических комплексов примитивных островных дуг типа Бонин фигуративные точки составов на диаграмме А. Миасиро смещены несколько вниз и вправо, в сторону пород, более обогащенных калием.

Вулканисты комплексов молодых островных дуг отличаются от вулканистов описанного выше комплекса примитивных островных дуг также большей глиноземистостью, меньшей железистостью и магнезиальностью, т.е. большей лейкократовостью.

Современные комплексы зрелых островных дуг, сформированные на коре переходного и континентального типов

К вулканическим комплексам этого типа, назовем его Камчатским, мы вслед за Э.Н. Эрлихом [1973] отнесли четвертичные вулканисты Камчатки, Северо-Восточной Японии, Кюсю, Суматры, Северного о-ва Новой Зеландии, Кракатау. Вулканисты слагают узкие пояса, наложенные на более древние комплексы островодужного и океанического типов, а также на гранитизированный комплекс более древней складчатости (см. рис. 25). Вулканические накопления захороняются в мелководной и наземной обстановках, обычно в условиях перекомпенсированного прогибания в ассоциации с угленосными и морскими молассами, которые лишь в смежных краевых морях и особенно в глубоководных желобах замещаются граувакковыми и тефрогенными флишoidalными и туфоно-кремнистыми толщами. С вулканистами ассоциируют комагматичные им гранитоиды. По-видимому, комплексы подобного типа могут появляться также в конце островодужного этапа, при переходе к орогенной стадии формирования земной коры, когда молассы приобретают более широкое развитие, а опускающиеся сменяются воздыманием.

Характер вулканов резко изменяется в зависимости от положения в пределах островной дуги. Во внешней и центральной частях вулканических поясов широко развиты стратовулканы с многочисленными экстрозивными куполами и вулканы типа Кракатау, с которыми связаны породы преимущественно андезитового состава. В тыловой части обычные бескальдерные стратовулканы с породами андезитового и базальтового составов, а также щитовые и трещинные вулканы (с многочисленными шлаковыми конусами). Кислые вулка-

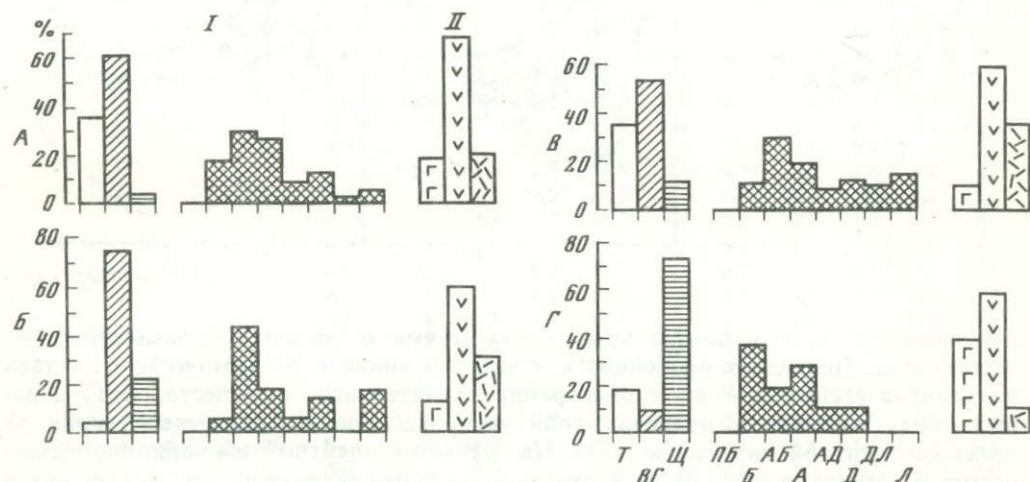


Рис. 35. Гистограммы соотношения вулканических серий (I) и степени дифференцированности вулканических пород (II) зрелых островных дуг типа Камчатки и их древних аналогов

А — западная часть Тихоокеанского кольца, четвертичные вулканисты Камчатки, Северо-Восточной Японии, Кюсю, Суматры, северного острова Новой Зеландии, Кракатау (2077 химических анализов); Б — Японское море, южная часть поднятия Ямато, вулканисты палеоген-неогенового возраста (23 химических анализа); В — Малый Кавказ, вулканисты юрской андезитовой формации (63 химических анализа); Г — Монголия, вулканисты нижнекембрийской андезитовой формации (11 химических анализов). Остальные условные обозначения см. на рис. 26, 31

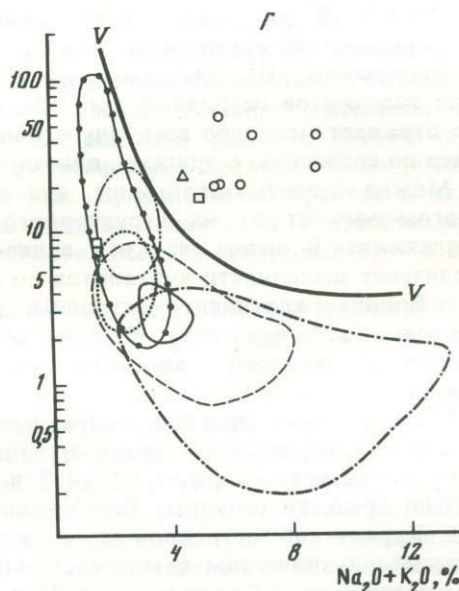
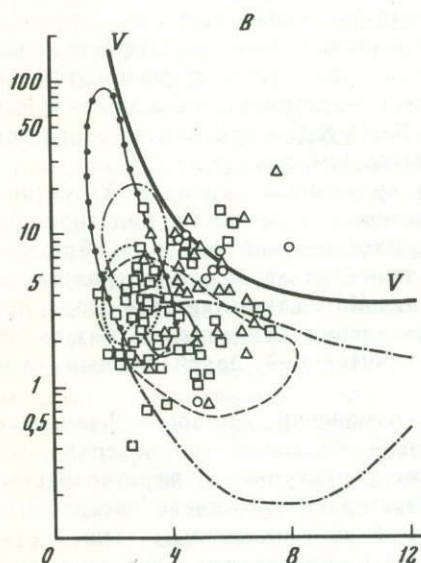
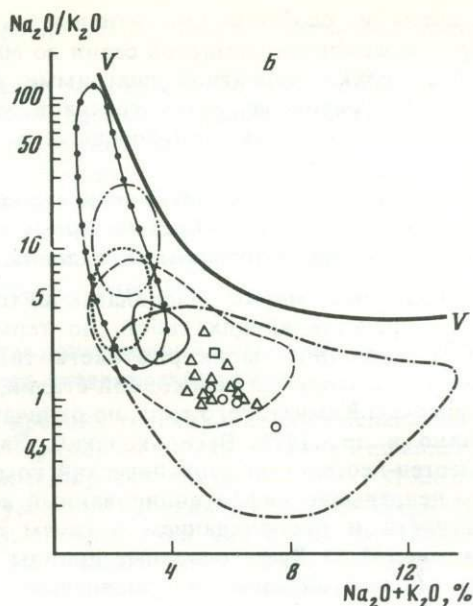
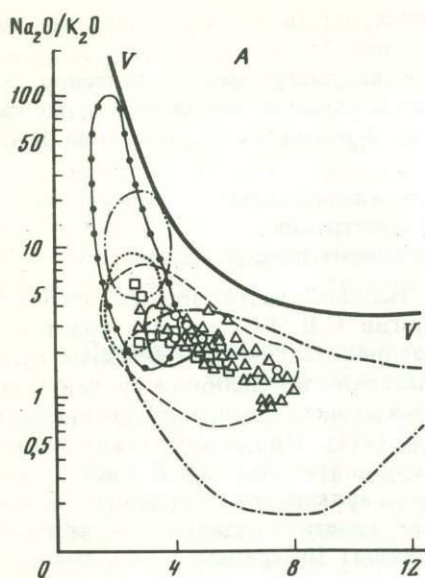


Рис. 36. Вариационная двухкомпонентная диаграмма, по А. Миасиро. Условные обозначения см. на рис. 27, 35

ниты концентрируются на приподнятых блоках. Устанавливается отчетливое увеличение щелочности вулканитов во внутреннюю сторону островной дуги [Геологическое ..., 1968; Сахно и др., 1976].

В целом это непрерывно дифференцированные комплексы пород с отчетливым преобладанием (как и в вулканических комплексах молодых островных дуг) пород среднего состава (рис. 35, А). Основные породы составляют здесь 20, средние — 60, кислые — 20%. По сравнению с вулканическими комплексами

молодых и, особенно примитивных островных дуг, в зрелых возрастает доля пород высокоглиноземистой серии до 60% (см. рис. 35,А).

На трехкомпонентной диаграмме *AFM* и на диаграмме А. Миасиро (рис. 36,А) фигуративные точки составов занимают сходное положение с точками составов вулканитов, приуроченных к молодым островным дугам типа Курил.

Современные вулканические комплексы, образовавшиеся в зонах деструкции, расположенных в тыловой части зрелых островных дуг

В окраинных морях, располагающихся в тыловой части зрелых островных дуг и представляющих собой, по терминологии С.В. Руженцева с соавторами [1977], окраинные моря рифтового типа, распространены своеобразные вулканические комплексы переходной стадии, по латерали замещающие вулканические комплексы Камчатского типа, но отличающиеся от них повышенной щелочностью [Сахно и др., 1976; Васильковский, Евланов, 1978]. Примером может служить палеоген-неогеновый вулканический комплекс поднятия Ямато в Японском море. Это непрерывно дифференцированный комплекс вулканитов с тенденцией к контрастности и преобладанием в своем составе андезито-базальтов и андезитов (см. рис. 35,Б). Здесь основные породы составляют 10, средние — 60, кислые — 30%. Таким образом, по сравнению с вулканическими комплексами зрелых островных дуг в комплексе Ямато возрастает доля андезито-базальтов, а также пород щелочной оливин-базальтовой серии, по Х. Куно (см. рис. 35,Б). На трехкомпонентной диаграмме *AFM* также отчетливо видна щелочная тенденция дифференциации; существенного накопления железа в процессе дифференциации не происходит. На диаграмме А. Миасиро точки составов располагаются в поле вулканитов островных дуг, однако они концентрируются в нижней части, что отражает меньшую величину отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в вулканитах этого комплекса по сравнению с другими, описанными выше (см. рис. 36,Б).

Можно сделать заключение, что состав вулканитов переходной стадии во многом зависит от их структурного положения и зрелости подстилающего фундамента. В целом, как и в вулканитах океанической стадии, наблюдается увеличение щелочности вулканитов по мере движения от океана (островные дуги типа Бонин) к континенту (островные дуги типа Камчатки и краевые моря, приближенные к континенту). В этом же направлении существенно базальтовые комплексы сменяются андезитовыми со значительной долей кислых вулканитов.

По-видимому, сходную направленность изменений состава вулканических комплексов переходной стадии можно ожидать не только по латерали, но и вверх по разрезу в пределах одной и той же структуры, по мере возрастания степени зрелости ее коры. Так, среднепарамуширский комплекс неогена Большой Курильской островной дуги, залегающий под описанным выше четвертичным вулканическим комплексом, может быть сопоставлен с вулканическими комплексами типа Бонин (см. рис. 31,А,Б).

Кроме того, деструктивные процессы, возникающие на любом этапе развития островной дуги, могут привести к формированию своеобразных комплексов с преобладанием пород основного состава и обнаруживающих сходство с вулканическими комплексами океанической стадии и вулканитами примитивных дуг типа Бонин. Примером может служить баклановский преимущественно базальтовый комплекс неогена Камчатки.

В древних складчатых областях вулканические комплексы переходной стадии сложно дислоцированы, отдельные их части уничтожены при формировании покровно-чешуйчатых структур. Поэтому такие важные особенности строения, как характер латеральной изменчивости и зональности, а также строение отдель-

ных вулканических построек изучены гораздо слабее, чем в современных островодужных комплексах.

Тем не менее, как будет показано далее, можно наметить как определенные черты сходства, так и существенные отличия древних вулкаников островодужной стадии от отдельных типов современных островных дуг.

По особенностям структурного положения среди вулканических образований островодужной стадии развития складчатых поясов выделяются аналогии всех четырех типов вулканических комплексов современных островных дуг. Средние химические составы их, заимствованные из литературных источников, пересчитанные на безводность и бескарбонатность, приведены в табл. 8—10.

Древние вулканические комплексы примитивных островных дуг, сформированные на коре океанического типа

Вулканические комплексы этого типа в древних геосинклиналях сменяют вверх по разрезу офиолитовые ассоциации. Примером вулканических комплексов такого типа могут служить среднепарамуширская свита неогена Курильской гряды [Гаврилов, Соловьева, 1973], альб-туронские вулканики Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Книппер, 1975], ирендыкская свита девона Таналык-Ирендыкской зоны Урала [Хворова, Ильинская, 1963; Фролова, Бурикова, 1977], акколкинская свита верхнего кембрия Центрального Казахстана [Минервин, 1972; Заравняева, Звонцов, 1965] (см. рис. 23—25).

В составе вулканических комплексов этого типа различаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, соотношение которых изменяется по латерали. Вулканогенные породы представлены лавами, лавовыми брекчиями, агломератовыми туфами. Эффузивные породы имеют вид отдельных потоков или образуют однородные пачки. Текстура их преимущественно массивная или глыбовая, однако встречаются и подушечные разности. Лавовые потоки часто по простиранию и разрезу переходят в вулканические брекчии. По-видимому, это говорит о центральном типе извержений. Вулканические брекчии и агломератовые туфы в большинстве случаев лишены слоистости и представляют собой беспорядочное нагромождение обломков. Все это свидетельствует о субаэральном характере извержений.

Вулканогенно-осадочные породы представлены туфами, туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, отложенными в морских условиях вблизи центров извержений. Исходя из этого, можно полагать, что древние вулканические комплексы примитивных островных дуг слагали вулканы центрального типа, частично выступающие над поверхностью воды (островные вулканы).

Среди пород этого типа вулканических комплексов преобладают андезитобазальты (40—50%) при существенном развитии базальтов и андезитов и резко подчиненном количестве кремнекислых разностей (см. рис. 31, Б—Д). Таким образом, по соотношению типов пород все древние комплексы примитивных островных дуг отличаются от современных, в составе которых преобладают базальты (см. рис. 31, Б). Некоторые отличия имеются и в соотношении вулканических серий по Х. Куно. В древних вулканических комплексах примитивных островных дуг, так же как и в современных, большей частью преобладают породы толлитовой серии. Исключение составляют лишь альб-туронские вулканики Малого Кавказа (см. рис. 31, Б). Высокоглиноземистая серия, составляющая в современных вулканиках 10%, в древних достигает 30—40. Кроме того, в большинстве древних аналогов среди вулкаников появляются породы щелочной оливин-базальтовой серии, которые иногда получают широкое развитие (альб-туронские вулканики Малого Кавказа). В целом более высокая щелочность древних вулканических комплексов примитивных островных дуг по сравнению с современными находит свое отражение и на трехкомпонентных диаграммах

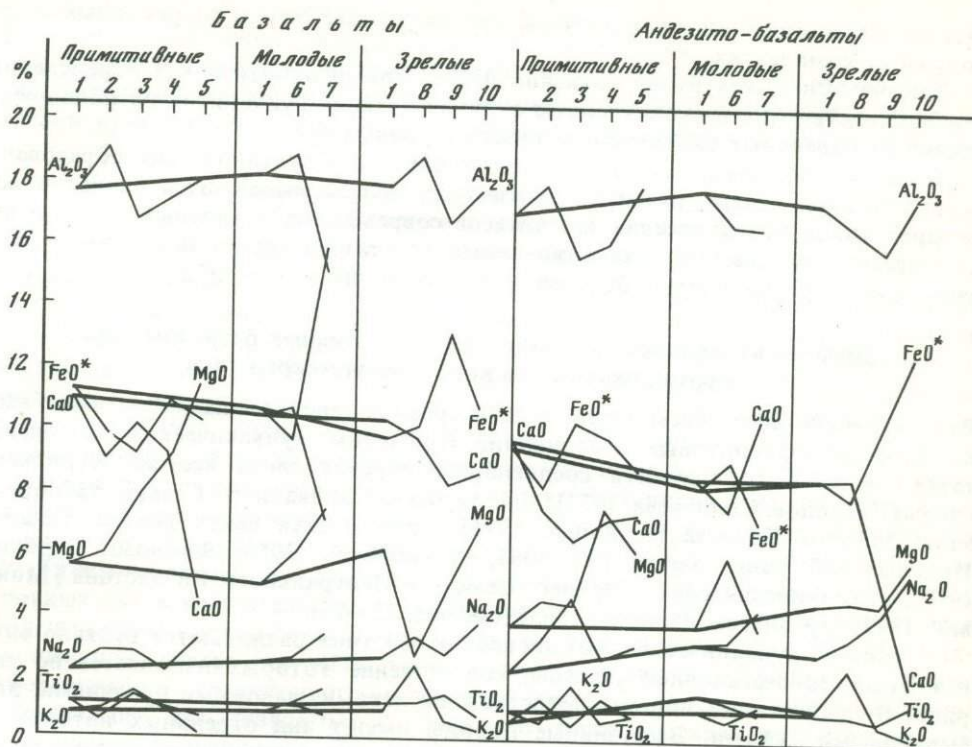
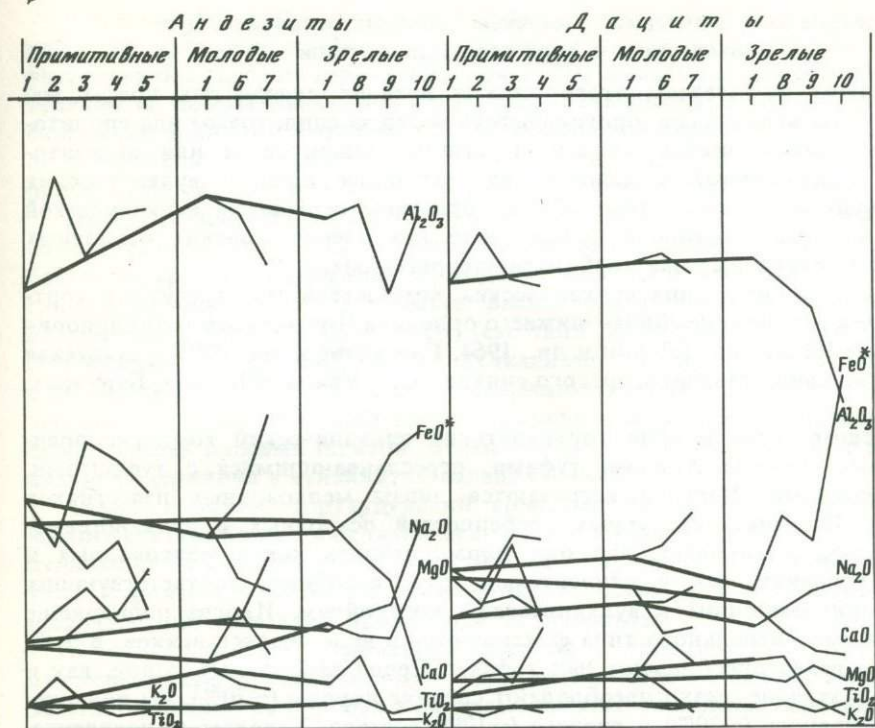


Рис. 37. Колебания содержаний главных петрогенных окислов в наиболее распространенных вулканитах, приуроченных к современным и древним островным дугам (примитивные, молодые, зрелые)
 1 — четвертичные, западная окраина Тихого океана, 2 — среднепарамуширские, Большая Курильская гряда; 3 — верхнемеловые (альб—турон), Малый Кавказ; 4 — ирендыкские, Южный Урал; 5 — акколкинские, Казахстан; 6 — улу-тауские, Южный Урал; 7 — торткудукские, Казахстан; 8 — палеоген-неогеновые, южная часть поднятия Ямато в Японском море; 9 — юрские, Малый Кавказ; 10 — нижнекембрийские, Монголия. Толстой линией соединены составы эффузивных пород четвертичного возраста, приуроченные к примитивным, молодым и зрелым островным дугам.

AFM благодаря концентрации фигуративных точек составов в пределах полей, характерных, по Х. Куно, для высокоглиноземистых и щелочных вулканических серий, отсутствию четко выраженной толентовой тенденции дифференциации.

На двухкомпонентных вариационных диаграммах А. Миасиро (см. рис. 32, Б—Д) фигуративные точки составов пород древних вулканических примитивных островных дуг в большинстве своем концентрируются в пределах поля пород, характерного, по А. Миасиро, для вулканитов островодужных комплексов. Причем, как и в современном прототипе, большая часть точек тяготеет к левой верхней части поля. Исключение составляют лишь альб-туронские вулканиты Малого Кавказа, большая часть фигуративных точек составов которых попадает в поле измененных пород. По-видимому, вторичными процессами изменения (альбитизацией) частично объясняется и аномально высокое развитие среди этого комплекса вулканитов высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий.

Химический состав древних вулканитов, отнесенных к типу примитивных островных дуг, существенно отличается от современного эталона практически по всем параметрам (рис. 37). Помимо рассмотренной выше более высокой щелочности, они в целом обладают более низкой железистостью и более высокой магнезиальностью. Особенно высокий уровень содержания магния выявлен в базальтах ирендыкского и акколкинского комплексов. Здесь содер-



жания MgO (9,0 и 11,6%) выше, чем в базальтах океанической стадии развития складчатых областей (см. табл. 6). По соотношению магния и железа они ближе к базальтам современных океанических структур.

Вулканы древних вулканических комплексов отличаются также несколько более низким содержанием титана. Исключение составляют базальты альб-туронского возраста Малого Кавказа, для которых характерно сравнительно высокое содержание титана. По-видимому, это связано также с относительно высокой щелочностью, в частности, повышенным содержанием калия.

В связи с более высоким содержанием щелочей и более низким кальция в вулканитах древних комплексов, по-видимому, можно говорить о том, что рассмотренные примеры древних вулканитов примитивных островных дуг характеризуются более кислым составом плагиоклазов. Это явление несомненно может быть связано с процессом альбитизации, свойственным в древних складчатых областях не только вулканитам океанической стадии, но частично и островодужной.

Содержание глинозема в древних вулканических комплексах примитивных островных дуг подвержено значительным колебаниям и может отличаться от современного эталона как более высокими (среднепарамуширский, акколкинский), так и более низкими (ирендыкский, альб-туронский), значениями. Однако базальтам древних вулканических комплексов примитивных островных дуг в отличие от подстилающих базальтов океанической стадии свойственно более высокое содержание алюминия, что характерно для островодужного вулканизма вообще по сравнению с океанским [Золотарев, 1979].

Древние вулканические комплексы молодых островных дуг, возникшие на коре переходного типа

К вулканическим комплексам этого типа в древних складчатых поясах мы отнесли продукты вулканизма, проявившегося вслед за спилитовым или спилито-кератофировым океанической стадии и базальт-липаритовым или андезито-базальтовым примитивных островных дуг. От более древних вулканических комплексов вулканы этого типа обычно отделены перерывом вулканической активности, во время которого происходило накопление морских осадочных толщ кремнисто-сланцевых или карбонатно-терригенных.

Примером подобного типа вулканических комплексов могут служить торткудукская свита верхнего кембрия—нижнего ордовика Чингизского антиклинория в Центральном Казахстане [Лялин и др., 1964; Григайтис и др., 1980], удутауская свита среднего девона Магнитогорского синклинория Урала [Фролова, Бурикова, 1977].

В Чингизском антиклинории торткудукский вулканический комплекс представлен лавами, агломератовыми туфами, переслаивающимися с туффитами, туфами, тефроидами. Изредка встречаются линзы мелководных известняков (см. рис. 23). Изучение текстурных особенностей осадочных и вулканогенно-осадочных пород показывает, что они формировались как в мелководных и субаэральных условиях, так и относительно глубоководных, соответствующих депрессиям, примыкающим к вулканическим постройкам. Иногда подводные каналы вулканов центрального типа фиксируются в виде цепочек некков. В этих участках лавы резко преобладают над туфами. Среди эффузивных пород, как и в современном эталоне, резко преобладают средние породы (~70%), им подчинены породы основного (~20%) и кислого (~10%) состава. Характерно появление, как и в современном эталоне, пикрит-базальтов (см. рис. 33, А, В). Однако по сравнению с современным эталоном большее значение имеют андезито-базальты. В этом отношении торткудукский комплекс сближается с описанными выше вулканическими комплексами древних примитивных островных дуг.

Соотношения вулканических серий, по Х. Куно, отличаются от таковых в вулканическом комплексе Курильской островной дуги, принятых за современный эталон. Главное различие заключается в значительно большем распространении пород щелочной оливин-базальтовой серии. По этому признаку рассматриваемый вулканический комплекс ближе к комплексам окраинных морей, находящихся в тылу зрелых островных дуг (вулканический комплекс Ямато) или к рассмотренному выше альб-туронскому комплексу Малого Кавказа, отнесенного к комплексу древних аналогов примитивных островных дуг (см. рис. 31, В; 35, Б). На диаграмме А. Миасиро (см. рис. 34) большинство точек составов пород этого комплекса располагается внутри поля пород островных дуг, лишь незначительно выходя за его пределы. Кроме того, довольно большая группа фигуративных точек состава пород в основном щелочной оливин-базальтовой серии попадает в поле измененных пород. По-видимому, их измененностью и значительным привнесом натрия объясняется преобладание в составе пород этого комплекса щелочной оливин-базальтовой серии, в целом не свойственной в такой мере островодужным эффузивным породам. Состав вулканических пород торткудукского комплекса существенно отличается от состава вулканических пород молодых островных дуг типа Курил (см. табл. 3) очень высокой железистостью и несколько повышенным содержанием титана. Высокая железистость пород этого комплекса, особенно заметная в кремнекислых разностях, является аномальной и выделяет этот комплекс из всех рассмотренных вулканических островодужной стадии. Не исключено, что эта аномальность кажущаяся и связана с недостаточной изученностью комплексов, малым количеством химических анализов.

В имеющейся выборке высокая железистость пород комплекса нашла отражение на трехкомпонентной диаграмме *AFM*, где отчетливо видно смещение фигуративных точек в сторону вершины *F*. По сравнению с современным эталоном вулканиды рассматриваемого комплекса отличаются и относительно высоким содержанием магния, что в совокупности с высокой железистостью свидетельствует об относительной меланократовости пород торткудукского комплекса. По этому признаку он ближе к вулканическим комплексам примитивных островных дуг.

Другой специфической особенностью описываемого комплекса, выделяющей его из состава островодужных, является его низкая глиноземистость. Лишь в андезито-базальтах средние содержания Al_2O_3 достигают 16,9% (см. табл. 7). Однако средняя глиноземистость этого комплекса выше, чем подстилающего балкайбекского океанической стадии (14,5% Al_2O_3) (см. табл. 5), что весьма характерно, как уже говорилось, для островодужного вулканизма по сравнению с океанским. Уже отмечалось относительно высокое содержание натрия в породах этого комплекса, что связано в значительной мере с натровым метасоматозом, выразившимся в альбитизации полевых шпатов. По-видимому, с этим связаны хотя бы частично и низкие содержания в вулканидах кальция и калия.

Таким образом, торткудукский комплекс по основным параметрам химического состава близок к вулканическим комплексам островных дуг, хотя и заметно отличается от своего структурного аналога — вулканидов молодых островных дуг типа Курильской — большей меланократовостью и более высокой натриевой щелочностью, вызванной процессами метасоматоза.

К вулканическим комплексам древних островных дуг Курильского типа отнесены также вулканиды улутауской свиты среднего девона Урала. Эта свита залегает согласно на породах карамалытайского комплекса основания островной дуги и с размывом и угловым несогласием — на породах ирендыкского вулканического комплекса древней примитивной островной дуги. В низах преобладают вулканокластиты кислого и эффузивы андезито-базальтового состава; в средней толще — вулканиды кислого состава, среди которых имеются игнимбриты; в верхней — обломочные и вулканокластические породы с линзами известняков и локальным развитием вулканидов андезитового и андезито-базальтового составов.

Нижняя толща формировалась преимущественно в подводных условиях. В период накопления средней толщи были сформированы многочисленные наземные вулканические постройки, между которыми находились области мелководного осадконакопления. Грубая несовершенная слоистость верхней толщи, неправильная ритмичность свидетельствуют о накоплении ее также в условиях мелководья. Преобладают стратовулканы, осложненные экструзивными куполами. Вулканы линейного типа редки. Они сложены продуктами извержения кислой магмы и характеризуются образованиями игнимбритовых покровов с выдавленными вдоль трещин экструзивными куполами.

Спецификой улутауского вулканического комплекса, выделяющей его из состава других островодужных комплексов, является существенное развитие в нем пород кислого состава, в том числе игнимбритов. Кислые породы составляют 60, средние — 30, основные — 10% (см. рис. 33,Б). По обилию пород кислого состава улутауский комплекс обнаруживает некоторое сходство с вулканическим комплексом юрской андезитовой формации Малого Кавказа (см. рис. 35,В) и с вулканическим комплексом поднятия Ямато (см. рис. 33,Б). По развитию игнимбритов — с вулканическими комплексами зрелых островных дуг. По соотношению вулканических серий улутауский комплекс (см. рис. 33,Б) сходен с четвертичными вулканическими комплексами молодых островных дуг, отличаясь лишь большей долей пород толеитовой серии. На трехкомпонентной диаграмме *AFM* обнаруживается очень большой разброс фигуративных точек, свидетельствующий о резких колебаниях состава пород по содержанию щелочей, окиси

магния и железа. По-видимому, это связано с обилием туфовых разностей пород. На диаграмме А. Миасиро (см. рис. 34,Б) также виден значительный разброс фигуративных точек, многие из которых выходят за пределы поля составов вулканитов островных дуг как в сторону пород океанических структур, так и в сторону измененных пород. Это связано с обедненностью пород комплекса, особенно кремнекислых разностей, калием.

По особенностям химического состава конкретных пород вулканиты улутауского комплекса ближе к четвертичным вулканитам молодых островных дуг, чем описанный выше торткудукский комплекс, благодаря близким содержаниям в породах главных петрогенных окислов (см. табл. 7). Отличия незначительны и заключаются в несколько более высокой магнезиальности и меньшей железистости и известковистости. Последнее характерно, как мы видим, вообще для древнего геосинклинального вулканизма по сравнению с современным.

По данным Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой, вулканиты улутауского комплекса отличаются от описанного выше ирендыкского, сопоставляемого с вулканическими комплексами примитивных островных дуг (см. рис. 24), более высокими содержаниями калия и титана, а в породах основного состава также натрия и более низкими содержаниями магния. Подобный характер изменений вулканитов наблюдается и в Центральном Казахстане в торткудукском комплексе по отношению к акколкинскому. Это свидетельствует о возрастании щелочности и лейкократовости пород в вулканитах древних аналогов молодых островных дуг, развитых в пределах одной и той же геосинклинальной области. Таким образом, направленность изменений состава вулканитов в молодых островных дугах по отношению к вулканитам примитивных островных дуг сохраняется и в древних аналогах.

Из приведенного обзора химического состава двух комплексов вулканитов, которые по структурно-геологическому положению, характеру и условиям вулканизма сходны с вулканическими комплексами молодых островных дуг, можно заключить, что древние аналоги по особенностям химизма весьма разнообразны и могут существенно отличаться от современных. В целом, однако, содержания петрогенных окислов не выходят за пределы содержаний, характерных для вулканитов современных молодых островных дуг. Исключение составляют значительно более низкие содержания алюминия и кальция, что скорее всего объясняется спецификой древних магм, обогащенных летучими компонентами, вызывающими на заключительных этапах вулканизма процессы натрового метасоматоза.

Древние вулканические комплексы зрелых островных дуг, сформированные на коре переходного и континентального типов

Вулканические комплексы этого типа, как и современные аналоги, появляются на завершающих этапах развития крупных островодужных систем и предшествуют накоплению морских моласс. Кроме того, подобные комплексы довольно широко развиты в краевых частях срединных массивов, образованных гранитизированными породами более древней складчатости.

Примерами вулканических комплексов, завершающих развитие крупных островодужных систем, могут служить намасская свита верхнего ордовика Чингизского антиклинория каледонид Казахстана [Ляпичев, 1977; Григайтис и др., 1980], кизильская свита нижнего карбона Магнитогорского синклинория герцинид Урала [Фролова, Бурикова, 1977].

Для этих вулканических комплексов, как и для их современных аналогов, характерна приуроченность к узким зонам, присутствие наземных вулканов, иногда пространственная разобщенность кислых и основных вулканитов, парагенез с терригенными флишоидными осадками, включающими значительное ко-

личество конгломератов (близкие морским молассам). В древних комплексах этого типа по сравнению с современными более четко проявлены особенности состава, свидетельствующие о последовательном возрастании зрелости коры.

Так, намасский базальт-андезит-дацитовый вулканический комплекс верхнего ордовика Чингизского антиклинория отличается от рассмотренного выше верхнекембрийско-раннеордовикского торткудукского (см. табл. 7) более высокими средними содержаниями K_2O (1,94% в базальтах и андезито-базальтах, 1,84 в андезитах, 2,99 в андезито-дацитах и дацитах), TiO_2 в кислых породах (0,97%), увеличением кремнекислотности основных пород, некоторым снижением содержаний в них окиси магния (4,36% в базальтах и андезито-базальтах). Подобные особенности характеризуют и нижнекаменноугольный кизильский базальт-трахиандезит-трахипаритовый комплекс по сравнению с описанным выше улутауским вулканическим комплексом девона Магнитогорского синклинория (см. табл. 8).

Примером древних вулканических комплексов зрелых островных дуг, приуроченных к краевым частям срединных массивов, образованных гранитизированными породами более древней складчатости, могут быть средне-верхнеюрские вулканы Закавказского срединного массива [Григорьев, 1979]¹ и нижнекембрийские — Ханхухэйской зоны Западной Монголии [Дергуцов и др., 1980]. Средне-верхнеюрский комплекс Закавказского срединного массива подстилается терригенными угленосными породами лейаса, залегающими резко несогласно на варисском гранито-метаморфическом цоколе. Вулканогенные породы перекрыты известняками верхнеюрского возраста и прорваны интрузиями габбро и диоритов. Нижнекембрийский вулканический комплекс Ханхухэйской зоны Монголии подстилается субплатформенным карбонатным чехлом, залегающим резко несогласно на метаморфизованных и гранитизированных породах протерозоя, и перекрывается олистостромами верхней половины нижнего кембрия. В нижней части обоих вулканических комплексов преобладают андезитовые породы порфировой структуры, перемежающиеся с туфовыми брекчиями, агломератами, сформированными в мелководно-морской и субаэральной обстановке. В верхней части преобладают туфогенные и туфогенно-осадочные накопления.

Оба вулканических комплекса представляют собой непрерывно дифференцированные серии, в которых, как и в вулканиках современных дуг типа Камчатки, преобладают средние породы с содержанием SiO_2 — 53—64%. При этом в вулканическом комплексе Малого Кавказа большое значение имеют, как и в современном эталоне, андезито-базальты, в то время как в нижнекембрийском комплексе Монголии преобладают базальты и андезиты (см. рис. 35, В, Г). По характеру распределения вулканических серий, по Х. Куно, юрский комплекс Малого Кавказа также ближе к современному эталону, чем нижнекембрийский комплекс Монголии. В последнем ведущее значение принадлежит породам щелочной оливин-базальтовой серии, в то время как в вулканиках современного аналога и Малого Кавказа преобладают породы высокоглиноземистой серии. Эта аномальная щелочность пород Монголии, по всей вероятности, объясняется их измененностью, отчетливо видной на диаграмме А. Миасиро (см. рис. 36, В, Г). Породы юрского комплекса Малого Кавказа также подверглись, по-видимому, значительным изменениям. Так, на диаграмме А. Миасиро виден большой разброс фигуративных точек их составов, часть которых выходит за пределы пояса, охватывающего составы пород островных дуг, и частично попадает в поле измененных пород. Отличительной особенностью химического состава рассматриваемых вулканических комплексов зрелых островных дуг древних складчатых областей по сравнению с современными вулканиками

¹ Для характеристики средне-верхнеюрских вулкаников использованы анализы из коллекции Г.С. Закарядзе.

Таблица 8
Средний химический состав вулканитов зрелых
островных дуг типа Камчатки

Вулканиты	Состав	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Четвертичные, Тихий океан	Б	347	49,7	1,1	18,0	9,8	0,2	6,1	10,3	2,6	0,9
	АБ	615	54,5	0,94	17,6	8,6	0,2	4,5	8,6	2,9	1,1
	А	566	59,1	0,8	16,9	6,5	0,1	3,4	6,8	3,3	1,5
	АД	169	62,7	0,7	16,4	5,2	0,1	2,4	4,5	3,8	2,1
	Д	257	66,0	0,6	15,6	4,5	0,1	1,6	4,0	3,8	2,2
	ДЛ	30	70,0	0,3	14,6	3,2	0,1	0,8	3,1	3,8	2,1
	Л	93	72,6	0,3	14,0	2,6	0,2	0,6	2,0	3,9	2,7
Палеоген-неогеновые, Ямато, Японское море	Б	1	50,2	1,1	19,0	10,2	0,1	2,7	9,8	3,3	2,3
	АБ	10	53,9	0,9	16,9	8,7	0,1	4,6	8,0	3,4	2,4
	А	4	58,7	0,9	17,3	7,2	0,1	3,1	5,8	3,8	2,4
	АД	1	60,1	0,7	17,7	6,2	0,1	2,9	5,4	3,7	2,6
	Д	3	65,6	0,7	14,7	7,0	0,4	1,4	3,6	3,9	2,3
	Л	4	71,3	0,3	14,3	1,5	0,1	0,6	0,9	3,7	3,8
Средне-верхнеюрские, Малый Кавказ	Б	6	50,0	1,4	16,9	13,3	0,2	4,9	8,3	2,7	0,6
	АБ	18	53,0	0,7	16,2	10,4	0,5	4,5	5,2	4,2	0,6
	А	12	59,4	0,5	14,4	9,0	0,1	3,0	4,9	4,1	0,3
	АД	5	62,8	0,6	15,7	6,7	0,1	3,6	3,3	3,7	1,6
	Д	7	66,3	0,4	13,9	6,2	0,1	2,0	2,5	4,5	0,8
	ДЛ	6	69,1	0,3	14,6	4,4	0,1	1,0	2,0	4,8	1,3
	Л	9	71,8	0,3	14,1	3,7	0,1	1,0	1,2	5,1	1,2
Нижнекембрийские, Западная Монголия	Б	4	50,0	0,7	18,0	10,7	0,2	6,9	8,7	3,7	0,2
	АБ	2	53,7	1,2	17,9	12,8	0,2	6,0	1,7	5,6	0,2
	А	3	58,1	0,7	17,1	9,8	0,2	5,2	1,4	6,7	0,3
	АД	1	62,7	0,6	17,0	6,2	0,1	2,3	1,7	8,8	0,2
	Д	1	67,6	0,7	10,6	11,2	0,1	1,5	2,3	4,8	0,3

Примечание. Условные знаки см. в примечании к табл. 3.

островных дуг типа Камчатки и поднятия Ямато являются значительные колебания в содержаниях петрогенных оксидов в одноименных породах, принадлежащих к различным вулканическим сериям по Х.Куно. Эта особенность вообще характерна, как мы видели, для древних островодужных комплексов, но наиболее отчетливо она выступает в рассматриваемом типе. Особенно велики колебания содержаний магния, кальция и суммарного железа. Возможно, они частично связаны с перераспределением компонентов в процессе вторичных преобразований пород, а возможно, это объясняется большей дифференцированностью пород древних комплексов или их интенсивной латеральной изменчивостью, практически не изученной в древних комплексах.

В целом вулканиты рассматриваемых комплексов зрелых островных дуг складчатых областей отличаются от современных аналогов более низкими содержаниями калия и более высокими — натрия. По-видимому, это связано с процессами натрового метасоматоза. Из-за привноса натрия и деанортизации плагиоклазов породы в целом обеднены кальцием. Содержания магния в юрских вулканитах Малого Кавказа в среднем несколько ниже, чем в современном аналоге (см. табл. 8), а в нижнекембрийских вулканитах Монголии значительно выше. Существенной особенностью древних комплексов является их более высокая железистость. При этом в базальтах Малого Кавказа степень железистости возрастает от толеитовой серии к щелочной оливин-базальтовой (10,5—16,7%), а в базальтах Монголии мало зависит от щелочности пород.

Таким образом, рассмотренные примеры древних вулканических комплексов зрелых островных дуг показывают, что наиболее существенные отличия

их от современных вулканических комплексов зрелых островных дуг заключаются в большей пестроте составов, более высокой натровой щелочности, вызванной процессами натрового метасоматоза, и более высокой железистости.

Подводя итоги обзора вулканизма переходной или островодужной стадии развития складчатых областей земной коры, необходимо отметить, что на этом этапе формируются вулканические комплексы, которые по структурному положению, петрографическому составу вулканитов, типу и условиям извержений, текстурным особенностям пород, характеру дифференцированности и парагенезам с осадочными породами близки вулканическим комплексам современных островных дуг разных типов. Близки они также и по направленности развития вулканизма. В примитивных дугах как древних, так и современных, за немногим исключением, преобладают вулканиты толеитовой серии с преимущественным развитием базальтов и андезито-базальтов. В молодых и зрелых островных дугах возрастает роль вулканитов высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серии, а преобладающими типами пород становятся андезито-базальты, андезиты и дациты (см. рис. 31, 33, 35).

Анализ химического состава вулканитов позволил выявить как черты их сходства, так и существенные отличия. По отношениям щелочей, выявленным на диаграммах А. Миасиро (см. рис. 32, 34, 36), древние вулканические комплексы также сходны с вулканическими комплексами современных островных дуг. Наблюдаемая, как правило, в древних комплексах более высокая натриевая щелочность является отражением широко проявленных процессов метасоматоза. Это, по-видимому, можно объяснить, как и в древних комплексах океанической стадии, спецификой древних магм, большей обогащенностью их летучими компонентами. Древние вулканические комплексы характеризуются большими и резкими колебаниями составов петрогенных окислов по сравнению с современными эталонами. При этом различия древних вулканитов между собой, как правило, перекрывают отличия от современного эталона (см. рис. 37). Чаще всего породы древних комплексов отличаются от современных более низкой известковистостью и глиноземистостью, более высокой магниальностью и железистостью. Это несходство химического состава могло быть обусловлено не только различиями тектонических условий формирования современных и древних островодужных комплексов эффузивных пород, но, по-видимому, может быть связано с большей глубиной магматических очагов, питающих древние островодужные комплексы, по сравнению с современными. Причиной мог быть как меньший тепловой поток, так и более примитивное строение и меньшая мощность коры под древними островными дугами.

Таким образом, анализ вулканизма геосинклиналей, проведенный на примере 23 вулканических комплексов, развитых в складчатых областях каледонского, герцинского и альпийского возрастов, позволяет подтвердить высказанную ранее точку зрения о развитии в геосинклинальных областях двух крупных типов вулканических комплексов. Первый тип проявляется на начальной или океанической стадии развития и обладает определенным сходством с вулканитами второго слоя океанической коры океанов, окраинных морей, оснований островных дуг или с вулканитами континентальных рифтов. Второй тип вулканических комплексов связан с островодужной стадией развития и по своим особенностям наиболее близок вулканитам современных островных дуг.

Оба комплекса могут развиваться параллельно и замещать друг друга по латерали в разных структурно-формационных зонах. Кроме того, второй тип вулканических комплексов в структурах, сходных со структурами примитивных и молодых островных дуг, сменяет первый вверх по разрезу. Древний островодужный вулканизм, как и современный, отличается от вулканизма океанической стадии по многим параметрам. Помимо различия в петрографическом составе, текстурных особенностях лав, типе и условиях извержений, базальты

современных и древних островных дуг отличаются от современных и древних океанических более низким содержанием титана и более высоким — калия, алюминия и суммарного железа. Однако древние островодужные комплексы, в отличие от современных, богаче древних океанических содержанием магния в базальтах (см. рис. 37; табл. 6, 7, 8).

При сравнительном анализе вулканизма разных типов, по-видимому, наибольшее значение следует придавать направленности изменений, особенно в пределах одной структуры, так как абсолютные содержания петрогенных окислов изменяются в широких пределах и в большой мере зависят от возраста вулканитов, степени их изменчивости, региональной приуроченности.

ОБЩАЯ СХЕМА СЕДИМЕНТАЦИИ И ВУЛКАНИЗМА В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ ПРОШЛОГО И ЕЕ СРАВНЕНИЕ С ОКЕАНСКОЙ

Подведем итог проведенному сравнению главных седиментационных процессов, протекавших в океанах и геосинклинальных бассейнах прошлого.

Океаны, если их рассматривать как аккумуляторы осадочного материала, следует разделить на окраинные или приконтинентальные зоны и внутренние океанические впадины, составляющие собственно океанический бассейн.

Характер периферических зон определяется особенностью континентальных окраин. Установлено несколько их типов. Два из них имеют наибольшее значение в плане сравнения с геосинклиналями: это — пассивные окраины Атлантического типа и активные — Тихоокеанского.

"Атлантические окраины" имеют либо довольно простое строение: шельф — континентальный склон — континентальное подножие, либо более сложное, при котором океаническая впадина отделена от шельфа расчлененной зоной, задерживающей проникновение больших масс кластики в океан. В первом случае при благоприятных условиях (речные выносы) с шельфа в океан поступает обильный терригенный материал, формирующий у континентального подножия накопления, местами очень мощные — аккумулятивные веера; обломочный материал отсюда иногда разносится далеко в глубь океана. Во втором случае между шельфом и океанической впадиной расположен либо бордерленд, представляющий ряд субпараллельных шельфовому краю поднятий и батинальных впадин, "захватывающих" основную массу поступающей с суши кластики (Калифорнийский бордерленд), либо система горстов, разделенных глубокими депрессиями (Багамская разновидность пассивной окраины); на поднятиях (горстах), как мы видели, отлагаются разнообразные известняковые отложения.

Намного сложнее седиментация в периферических зонах, связанных с активными континентальными окраинами и представляющих системы краевых морей, островных дуг и желобов. Системы эти могут быть и относительно простыми, и очень сложными, например, в юго-западной части Тихого океана. Яркий пример в этом отношении дает хорошо изученное Филиппинское море, состоящее из глубоководных котловин, разделенных подводными хребтами. Характерно, что в одной из них присутствует молодая спрединговая зона. Общая ширина островодужной системы в Филиппинском регионе более 2 тыс. км.

Строение островодужных систем сложное. В них устанавливаются и зоны скупивания и зоны растяжения, происходящие в тылу дуг [Геология..., 1980].

Седиментация в пределах активных окраин многообразна. Одним из существенных процессов, имеющих "диагностическое значение", является накопление стратифицированных вулканокластических толщ разной гранулометрии и состава (преобладает андезитовый). Среди них присутствуют пеплопадные осадки, но главной

составляющей являются отложения автокинетических потоков, образующих, как мы видели, обширные шлейфы на подводных склонах вулканических поднятий и у их подножий. Кроме свежей и переработанной тефры здесь много и вулканотерригенного материала. Большое значение имеет и терригенная обломочная седиментация, особенно в морях, расположенных у края континента с крупными речными выносами. Нижняя граница распространения песков колеблется в больших пределах, достигая иногда 1500—1300 м [Тихий..., 1970].

В центральных частях окраинных морей состав осадков определяется системой течений, климатическими условиями и батиметрией. В одних морях это в основном гемипелагические глинистые илы (Японское море), в других — кремнисто-глинистые (Охотское, Берингово); известковые — присутствуют на глубинах выше критической, чаще это возвышенности, но иногда в виде карбонатных турбидитов они развиты на больших глубинах среди кремнисто-глинистых и глинистых осадков (Коралловое море). Как правило, в котловинах краевых морей нет эвпелагических глин, хотя в особом море — Филиппинском — они указываются для южной части котловины Паресе-Вела, где расположен молодой спрединговый центр [Геология..., 1980].

Собственно океанические (абиссальные) котловины — там, где их отделяют от континентов островодужные системы и бордерленды — являются местом отложения пелагических осадков: фораминиферово-кокколитовых, кремнистых или глинистых, среди которых большую роль играют эвпелагические разности (красные цеолитовые глины); широко распространены смешанные илы, состоящие из перечисленных компонентов. Для типичных пелагических осадков (особенно развитых вне зон высокой биологической продуктивности) характерны низкие скорости седиментации и формирование гидрогенных железомарганцевых конкреций. Особым типом пелагических образований являются металлоносные осадки, генетически связанные со срединно-океаническими хребтами, но простирающиеся отсюда на большие расстояния.

Для абиссальных котловин характерно распространение определенных типов пелагических осадков на огромных площадях. И, хотя временами и местами среди них появляются "чуждые" отложения, обусловленные либо действием течений, либо вулканическими проявлениями, в целом седиментация здесь однообразна.

Следует отметить, что даже там, где в результате появления крупных донных течений из разреза "выпадает" значительная часть осадков, перерыв может быть "скрытым", и, как ниже него, так и выше присутствуют удивительно сходные илы.

Кроме абиссальных котловин, в океанах большое значение имеют протяженные внутренние поднятия с особым типом вулканизма и седиментации. Эти поднятия представляют собой цепи подводных вулканических гор и островов. В районах их развития отложения резко контрастируют с соседними котловинами. Как мы видели, в таких районах широко распространены гиалокластогенные и вулканотерригенные образования, местами грубые, обвально-оползневые комплексы и часто биогермные известняки.

Для геосинклинальных бассейнов тоже, как правило, хорошо проявлена связь с континентом, поставившим то или иное количество терригенной кластики. Это иллюстрируют примеры Уральской, Кордильерской и многих других геосинклиналей. Питание континентальным обломочным материалом нарушалось лишь там, где окраина континента была покрыта эпиконтинентальным морем.

Особенно характерно присутствие в геосинклиналях стратифицированных вулканокластических толщ, связанных с развитием островных вулканических архипелагов. Как и в окраинно-океанических островодужных системах такие толщи могут появляться неоднократно, отражая "пульсацию" вулканизма и внутрибассейнового орогенеза (скупивания). Периоды скупивания часто сопровождались формированием олистостром.

Таким образом, обломочная седиментация в геосинклиналях в целом сходна с таковой, происходящей в современных периферических активных океанических поясах. Сходство это выражается не только в одинаковых источниках кластики, но и в условиях отложения. Большое значение и в океанах, и в геосинклинальных морях имеют гравитационные потоки вещества, что указывает на котловинный характер морей, обладающих достаточно хорошо выраженными склонами.

Иной, более редкий тип геосинклиналей связан с отсутствием сколько-нибудь существенных вулканокластических накоплений и с большим распространением карбонатных пород. Лучший пример дает западное и центральное Средиземноморье. Островных дуг здесь не было [Обуэн, 1967]. На эффузивно-яшмовом комплексе, частично замещаая его, развиты разнообразные, в основном карбонатные породы, сменяющиеся вверх по разрезу флишем. Многие из этих дофлишевых отложений сходны с одновозрастными отложениями окраинной части Атлантики, хотя дальнейшая история регионов существенно "разошлась": Атлантика превратилась в обширный океан, а Средиземноморье в покровно-складчатое сооружение.

Сравнение геосинклинальных отложений с осадками внутриокеанических зон показывает существенные различия между ними. В геосинклинальных бассейнах прошлого отсутствуют обширные площади развития однообразных пелагических илов, особенно это относится к эвпелагическим красным глинам.

В геосинклинальных морях не проявляется образование гидрогенных железомарганцевых конкреций, свойственное океанам, где известны крупные поля развития конкреций; нет здесь и широкого распространения металлоносных осадков, связанных со срединно-океаническими хребтами и простирающихся от них на огромные расстояния. Многократно обращалось внимание на то, что над базальтами хребтов залегают известковые осадки, которые сменяются более молодыми кремнистыми (или глинистыми), появляющимися по мере опускания плит при движении их от хребта. В офиолитовых разрезах геосинклиналей наблюдается обратное соотношение: над базальтами (спилитами) лежат яшмы, а над ними известняки. Отсутствие в геосинклиналях "собственно океанических" (абиссальных) осадков обычно объясняют исчезновением их в результате субдукции. Седиментологические исследования не могут подтвердить или отрицать этот тезис. Можно лишь констатировать факт отсутствия осадков абиссальных внутриокеанических фаций в геосинклиналях.

Вместе с тем в океанах отсутствуют некоторые типы осадков, имеющих широкое развитие в геосинклинальных бассейнах. Отчасти это связано с эволюцией седиментогенеза, но, возможно, были и другие причины, определяемые разным магматизмом и морфометрией бассейнов. Обращают на себя внимание спилито-яшмовые парагенезы, столь характерные для геосинклиналей. Здесь яшмы залегают на основных эффузивах и нередко вместе с ними или самостоятельно, но на том же стратиграфическом уровне встречаются кислые вулканы (контрастнодифференцированные серии). В океанах контрастные серии практически отсутствуют, если не считать редких участков с остатками континентальной коры.

Вулканизм в геосинклиналях проявляется очень интенсивно. Здесь формировались вулканические комплексы двух главных типов.

Первый представлен слабодифференцированными спилитизированными базальтами, входящими в состав офиолитовой ассоциации. Он проявлен на начальной или "океанической" стадии развития геосинклиналей. Химический состав спилитов изменяется в зависимости от структурной зональности геосинклинальной области. Направленность этих изменений имеет принципиальное сходство с вариациями химизма базальтов на линии океан — континент в современных структурах. Существенным отличием базальтового комплекса офиолитовой ассоциации геосинклиналей от базальтов второго слоя океанической коры, помимо содержания ряда петрогенных окислов, является также отсутствие в первом комплексе щелоч-

ных пород, типичных для многих структур современных океанов. Вместе с тем в геосинклиналях более широко развиты породы кислого состава.

Второй крупный вулканический комплекс геосинклинальных областей представлен непрерывно дифференцированными вулканитами с порфировыми структурами. Этот комплекс характеризует переходную или островодужную стадию развития, когда формируются вулканиты, по структурному положению, составу, типу и условиям извержений, текстурным особенностям пород близкие вулканическим комплексам современных островных дуг. Однако между ними наблюдаются некоторые отличия в химизме.

В целом изучение седиментации показывает, что геосинклинальные моря прошлого на ранних стадиях развития геосинклиналей представляли собой бассейны со сложным, расчлененным рельефом, существенной составляющей которого были относительно глубоководные депрессии. Больше всего геосинклинальные системы похожи на пояса тектонически активных окраин континентов, с их островными вулканическими архипелагами, котловинными и троговыми морями. Хотя развитие этих систем сопровождалось и проявлением зон растяжения, и зон сжатия, основной тенденцией развития было усиление поднятий и обмеления (тенденция, противоположная наблюдаемой в развитии "собственно океанической впадины").

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Храмов Н.А.* Кремнисто-вулканические формации Камчатки и их петрохимические особенности. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 133—144.
- Андрущенко П.Ф.* Минеральный состав и текстуры железомарганцевых конкреций. — В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 123—167.
- Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С.* Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 94—116.
- Антипов М.П., Кара В.И., Шлезингер А.Е.* Тектоническая природа комплексов пород Японского желоба. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, N 2, с. 406—409.
- Базин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А.* и др. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Геохимия, 1975, N 3, с. 431—452.
- Баскина В.А.* Вулканизм Исландии. — Сов. геология, 1971, N 1, с. 94—107.
- Батурин Г.Н.* Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Батурин Г.Н., Покрышкин В.И.* Апвеллинг и фосфоритообразование. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 1, с. 87—96.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Охотского моря. — В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях, 1960, с. 15—95. (Тр. ИОАН АН СССР; Т. 32).
- Безруков П.Л.* Железомарганцевые конкреционные руды. — В кн.: Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 345—360.
- Безруков П.Л., Батурин Г.Н.* Литология и возраст океанских фосфоритов. — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 20—28.
- Безруков П.Л., Мурдма И.О.* Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана: Геологическое строение, происхождение, развитие. М.: Наука, 1971, с. 197—217.
- Безруков П.Л., Мурдма И.О.* Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана. — В кн.: Геофизика: Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин: (МГК, 26 сес. Докл. сов. геологов). М.: Наука, 1980, с. 111—124.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И., Свальнов В.Н.* Особенности позднелайптеоценового осадочно-накопления в Центральной котловине Индийского океана. — Литология и полез. ископаемые, 1981, N 6, с. 13—24.
- Безр М.А., Воинов М.В., Лейпциг А.В., Поспелова А.С.* Роль палеоструктур в формировании девонских бокситов Урала. — Сов. геология, 1981, N 5, с. 77—91.
- Блейк М., Джонс Д., Лэндис К.* Активные континентальные окраины — различия между Калифорнией и Новой Зеландией. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 208—229.
- Богданов Ю.А., Григорьев В.Н., Муравьев В.И.* и др. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 72—96.
- Богданов Ю.А., Кошелев Б.А., Солдатов А.В.* Осадки впадины Романш. — Океанология, 1967, т. 7, вып. 4, с. 633—635.
- Богданов Ю.А., Плошко В.В.* Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, N 4, с. 909—912.
- Богоявленский А.Н.* Распределение и миграция растворенной кремнекислоты в океанах. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 11—36.
- Бродская Н.Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 199 с.
- Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Осадконакопление в позднелайптеозойских и мезозойских прогибах Тихоокеанского кольца (на примере о-ва Сахалин, Калифорнии, Японии). — Литология и полез. ископаемые, 1980, N 4, с. 17—32.
- Бродская Н.Г., Ильинская М.Н.* Фосфатонакопление в вулканических областях. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 193—292. (Тр./ГИП АН СССР; Т. 2. Вып. 196).
- Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А.* и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II. — Литология и полез. ископаемые, 1979, N 1, с. 30—42.
- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., Александрова В.А., Шурыгина Е.В.* Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантик-II (Красное море). — Литология и полез. ископаемые, 1980, N 3, с. 26—41.
- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А.* Металлоносные

- осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества). — Литология и полез. ископаемые, 1983, N 3, с. 16—32.
- Варенцов И.М., Сахаров Б.А., Дриц В.А.** и др. Гидротермальные отложения зоны Галапагосского рифта, 70-й рейс, б/с "Гломар Челленджер": аспекты минералогии и геохимии главных компонентов. — В кн.: Тез. докл. VI Симпоз. МАГРМ. Тбилиси, 1982, с. 291—292.
- Васильковский Н.П., Евланов Ю.Б.** Подводные структуры, расположенные к западу от Хоккайдо и Южного Сахалина. — В кн.: Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978, с. 156—170.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Попкова М.И.** Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы. — Литология и полез. ископаемые, 1977, N 1, с. 110—123.
- Вознесенская Т.А.** Апогизалокластические образования на Южном Урале (Магнитогорский мегасинклиорий). — Литология и полез. ископаемые, 1972, N 1, с. 160—165.
- Вознесенская Т.А.** Генетические типы отложений подводной каньонно-верной системы (карбон Юго-Западного Дарваза). — Литология и полез. ископаемые, 1978, N 6, с. 54—65.
- Вознесенская Т.А.** Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии. — Литология и полез. ископаемые, 1980, N 4, с. 68—80.
- Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б.** Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремудокских отложений Западной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 4, с. 79—94.
- Волков В.В.** Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
- Волков И.И.** Причины, возраст и механизм современного Fe-Mn-рудобразования в океанах. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгр. Секция F-IV. М.: 1979, с. 46—47.
- Волков И.И., Фомина Л.С., Ягодинская Т.А.** Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 186—204.
- Волков И.И., Штеренберг Л.Е.** Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах. — Литология и полез. ископаемые, 1981, N 5, с. 4—26.
- Гаврилов А.А.** Эксгальционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972. 216 с.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.** Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 151 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1980. 267 с.
- Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.
- Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.
- Глаголева М.А.** Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1972, N 4, с. 40—49.
- Глаголева М.А., Волков И.И., Соколов В.С., Ягодинская Т.А.** Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики. — Литология и полез. ископаемые, 1975, N 5, с. 16—28.
- Гордеев В.В., Демина Л.Л., Конкин А.М.** Железо и марганец гидротермального происхождения в глубинных водах Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса). — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 224—237.
- Градусов Б.П., Григорьев В.Н., Ратеев М.А., Соколов С.Д.** Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Литология и полез. ископаемые, 1975, N 5, с. 62—73.
- Гранник В.М.** Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Грачев А.Ф., Поляков А.И.** Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности. — В кн.: Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Б. и., 1982, с. 30—32.
- Гречин В.И.** Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 136 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 282).
- Гречин В.И.** Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 130—149.
- Григайтис Р.К., Демидова Т.Я., Квятковский А.Р.** Эволюция состава вулканитов Чингиз—Тарбагатайской системы. — Сов. геология, 1980, N 7, с. 78—90.
- Григорьев В.Н.** Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 60—81. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Григорьев В.Н., Золотарев Б.П.** Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления и вулканизма. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 205—218. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Похилайнен В.П.** Верхнеальб-туронские отложения восточной части Корякского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, N 1, с. 47—57.
- Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д.** Верхнемеловой олистостромовый комплекс

- Кылычлинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). — Сов. геология, 1975, N 7, с. 62—73.
- Гуревич Б.Г.* Литологические закономерности размещения и критерии поисков геосинклинальных фосфоритов. — В кн.: Литология фосфоритовых отложений. М.: Наука, 1976, с. 56—63.
- Дианова Т.В.* Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района. — В кн.: Материалы по петрографии и геологии главной (западной) вулканической зоны восточного склона Среднего Урала. — Тр. Горно-геол. ин-та. Свердловск, 1958, вып. 33, с. 3—140.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Зап. Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
- Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* Особенности вулканизма ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан и юг Сибири). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 35—53.
- Добрецов Н.П.* Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геология и геофизика, 1975, N 2, с. 11—25.
- Добрецов Н.П., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г.* и др. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 149—180.
- Еганов Э.А.* Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979, т. 14. 251 с.
- Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Наука, 1981. 207 с. (Тр. ВНИИ зарубежной геологии; Вып. 38).
- Заравняева В.К., Звонцов В.С.* Порфирировая формация верхнего кембрия-тремадока (тортудукская свита). — В кн.: Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965. 258 с.
- Зеленов К.К.* Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 214 с.
- Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, N 1, с. 22—35.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ст. 1. Ранне-среднепалеозойские реконструкции. — Геотектоника, 1977, N 2, с. 3—23.
- Зоненшайн Л.П., Мирлин В.Г.* Строение океанических рифтовых зон. — В кн.: Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Б.и., 1982, с. 32—34.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Бдялина Г.П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, N 4, с. 939—946.
- Иванов К.П., Чурилин Н.С.* Распространение и условия образования фации гялокластитов в некоторых Уральских формациях. — В кн.: Палеовулканизм Урала, Свердловск, 1975, с. 10—32. (Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР; Вып. 113).
- Ильинская М.Н.* О фосфорной минерализации и щелочном вулканическом комплексе свиты мтавари. — Литология и полез. ископаемые, 1964, N 3, с. 118—130.
- Ильинская М.Н.* Силурийские базальтоиды Западно-Мугджского синклинория и базальты современного океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980а, N 6, с. 20—30.
- Ильинская М.Н.* О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале. — Литология и полез. ископаемые, 1980б, №6, с. 32—44.
- Казьмин В.Г.* Развитие рифтов и вулканизм. — В кн.: Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Б.и., 1982, с. 28—30.
- Каледа Г.А.* Девонские отложения Южной Ферганы. — В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1960, т. 2, с. 185—239.
- Каледа Г.А.* Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966а, с. 402—421.
- Каледа Г.А.* Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966б, с. 371—393.
- Калинин В.В.* Марганцевые и железомарганцевые месторождения восточного склона Южного Урала. — В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978, с. 55—90.
- Канн Дж.Р.* Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 154—168.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.* Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, N 9, с. 1293—1321.
- Кориневский В.Г.* Подводные вулканокольвиальные отложения Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 1, с. 41—55.
- Красильникова Н.А.* Геосинклинальные фосфоритоносные бассейны. — В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 12—21.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов В.Г.* Некоторые черты эволюции рифтообразования в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Б.и., 1981, с. 48—50.
- Куно Х.* Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 107—121.

- Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 206 с.
- Лавров В.М.* О тектонической природе впадины Романш. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, N 3, с. 695—698.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975, 139 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).
- Леонов М.Г.* Гравитационные и тектоно-гравитационные микститы в структуре складчатых областей: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 52 с.
- Леонов М.Г., Соколов С.Д., Щерба И.Г.* Олисторемы Альпийского складчатого пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 79—88.
- Липкина М.И., Школьник Э.Л.* Фосфориты с подводного вулкана Ченцова в Японском море. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, N 1, с. 217—222.
- Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 90—191.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А.* и др. Геологическое строение зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, N 6, с. 1468—1472.
- Лисицын Н.А., Дворецкая О.А.* Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1972, N 4, с. 3—25.
- Лонгинов В.В.* Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 1 Современные вулканы. 479 с.; Т. 2 Древние вулканы. 382 с. М.: Наука, 1971.
- Лучицкий И.В.* О кислых магматических породах океанов. — Геотектоника, 1973, N 5, с. 22—34.
- Лялин Ю.И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Т.* Вулканогенные формации Цингизского геантиклинория (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1964. 163 с.
- Ляпичев Г.Ф.* Типы структурно-формационных комплексов и мегакомплексов. — В кн.: Металлогения Казахстана: Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозойд. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 15—31.
- Макаренко Г.Ф.* Базальтовые поля Земли. М.: Наука, 1978. 148 с.
- Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.
- Малеев Е.Ф.* Вулканыты. М.: Недра, 1980. 240 с.
- Марков М.С.* Краткий очерк геологии островных дуг Филиппинского региона. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 237—242.
- Марковский Б.А., Супруненко О.И.* Сравнительная характеристика двух типов турбидитовых формаций Восточной Камчатки. — Сов. геология, 1972, N 10, с. 24—31.
- Матвеев В.В., Бродская Н.Г., Мурдма И.О.* Новые находки глубоководных эдафогенных осадков в юго-западной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, N 1, с. 180—184.
- Мигдусов А.А.* Гидротермальный процесс в океане (70-й рейс "Гломара Челленджера"). — Природа, 1981, N 3, с. 100—102.
- Минервин О.В.* Кембрий. Конский синклиорий. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1972, т. 20, с. 98—100.
- Мурдма И.О.* О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов. — Литология и полез. ископаемые, 1968, N 5, с. 5—13.
- Мурдма И.О.* Глубоководное бурение в Японском желобе (56-й и 57-й рейсы "Гломара Челленджера"). — Природа, 1978, N 11, с. 38—45.
- Мурдма И.О.* 66-й рейс "Гломара Челленджера". — Природа, 1980, N 2, с. 114—115.
- Мурдма И.О., Гречин В.И., Музылев Н.Г.* и др. Осадки и осадочные породы. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 38—106.
- Нестеренко Г.В.* Ферробазальты дна океана. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Б.И., 1980, с. 45—46.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали: Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 301 с.
- Осадкообразование и вулканизм геосинклинальных бассейнов. М.: Наука, 1979. 236 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситоносного пояса М.: Изд-во МОИП, 1947. 203 с.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, N 4, с. 5—23.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, N 3, с. 657—659.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, N 12, с. 7—25.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, N 5, с. 6—24.
- Петелин В.П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков. — В кн.: История мирового океана: Геологическое строение, происхождение, развитие. М.: Наука, 1971, с. 207—219.
- Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Бояринова М.Е.* и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 3, с. 47—61.
- Пискунов Б.Н.* Шаровые лавы и гиалокластиты о-ва Уруп (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, N 1, с. 186—189.

- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Гипербазиты глыбовоководной впадины Романш. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, N 12, с. 82—93.
- Проблемы магматизма западного склона Урала: Полярный, приполярный и средний Урал. Свердловск, 1972. 183 с. (Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР; Вып. 95).
- Пушкина З.В., Степанец М.И., Черкасова Е.В. Железо, марганец, медь, никель и ванадий в иловых водах осадков северо-восточной части Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1977, N 3, с. 3—16.
- Ритман А.А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
- Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С., и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганца). — В кн.: Биогеохимия диагностики осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 96—135.
- Розанов А.Г., Соколов В.С., Волков И.И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1972, N 4, с. 26—39.
- Розанова Т.В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. — В кн.: История мирового океана: Геологическое строение, происхождение, развитие. М.: Наука, 1971, с. 174—194.
- Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, N 8, с. 715—743.
- Ронов А.Б. Эволюция осадкообразования в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Б.и., 1981, с. 65—68.
- Рудник Г.Б., Кашинец Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеевков В.В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 2, с. 39—47.
- Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялбужеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1977, N 5, с. 95—114.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1973, N 6, с. 21—32.
- Савельева Г.Н., Добрецов Н.П., Лаврентьев Ю.Г. и др. Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 180—236.
- Савельева Г.Н., Хворова И.В. Ультраосновные породы разлома Вима (Индийский океан). — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, N 1, с. 165—169.
- Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюции формационных комплексов (Урал). — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 29—63. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Сатиан М.А. Офиолитокласты в эволюции офиолитовых прогибов Мезотетиса. — Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1981, т. 34, N 2, с. 56—64.
- Сафонов В.Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 2, с. 16—21.
- Сахно В.Г., Вржосек А.А., Моисеенко В.Г. Особенности состава лав дна окраинных морей. — В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976, с. 19—30.
- Свальнов В.Н., Беляева Н.В., Демиденко Е.Л. и др. Комплексное исследование турбидитов в восточной части Индийского океана. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 100—126.
- Селиверстов В.А., Гречин В.И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 182—204. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Скорнякова Н.С., Горбунова З.Н., Кругликова С.Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского желоба. — Литология и полез. ископаемые, 1978, N 5, с. 18—32.
- Скорнякова Н.С., Липкина М.И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 6, с. 1063—1066.
- 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, с. 148—173.
- Смирнов В.И. Металлогения океана. — Природа, 1976, N 1, с. 46—55.
- Современное гидротермальное рудообразование. М.: Мир, 1974. 280 с.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 92 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Соколов С.Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей. — Геотектоника, 1979, N 3, с. 76—88.
- Соколова Е.А. Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982, 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 360).
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976а. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 292).
- Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах. — Литология и полез. ископаемые, 1976б, с. 3—20.
- Страхов Н.М. Гидродинамический механизм распределения и накопления $\text{Сор}_{\text{г}}$ SiO_2 и карбонатов кальция и магния. — В кн.: Химия океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 91—130.
- Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2500000). М.: Наука, 1982, 139 с.

- Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
- Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, т. 1. 425 с.
- Токмачева С.Г., Кузнецовский А.Г., Палец Л.М.* Характерные черты стратифицированных формаций. — В кн.: Геология и металлогения Сарытумской зоны. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 29—51.
- Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
- Фролов В.Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 97—112.
- Фролова Т.Н., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 264 с.
- Харин Г.С.* Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и их связь с вулканизмом. — Литология и полез. ископаемые, 1974, N 1, с. 41—44.
- Хворова И.В.* О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. — Литология и полез. ископаемые, 1966, N 4, с. 51—61.
- Хворова И.В.* Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968а, т. 1, с. 9—136.
- Хворова И.В.* Геосинклинальные кремнистые породы и вопросы их происхождения. — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968б, с. 48—54.
- Хворова И.В.* Парагенезы кремнистых пород в герцинских геосинклиналиях. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1970, с. 38—59. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Хворова И.В.* Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования. — Литология и полез. ископаемые, 1974а, N 2, с. 36—48.
- Хворова И.В.* Кремневые брекчи в палеозое Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974б, N 8, с. 68—74.
- Хворова И.В.* Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов. — Литология и полез. ископаемые, 1980а, N 1, с. 3—25.
- Хворова И.В.* Эвгеосинклинальное кременнакопление и его отличие от океанического. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980б, с. 92—95.
- Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.* Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литология и полез. ископаемые, 1974, N 3, с. 130—143.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. — В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 87—160. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).
- Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Девонская олистограмма Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1981, N 6, с. 25—37.
- Хворова И.В., Ренгартен Н.В., Вознесенская Т.А.* Особенности минерального состава обломочных пород раннегеосинклинальных формаций (на примере Южного Урала). — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 209—224.
- Херасков Н.Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 116 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 329).
- Хераскова Т.Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Хераскова Т.Н., Новикова М.З., Зардиашвили Н.И.* Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 6, с. 47—61.
- Хотин М.Ю.* Вероятный источник кремнезема геосинклинальных кремнистых формаций. — Литология и полез. ископаемые, 1979, N 3, с. 100—122.
- Хэлем А.* Юрский период Пер. А. Козырева, Р. Соркина; под ред. Г.Я. Крымгольца. Л.: Недра, 1978. 272 с.
- Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
- Чистяков А.А.* Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. М.: ВИНТИ, 1980. 164 с.
- Чумаков Н.М.* Декембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 308).
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.П.* К минералогии железистых осадков депрессии Бауэра. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 1, с. 126—131.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В.* О новых минеральных фазах марганцевых микроконкреций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 1, с. 83—91.
- Чухров Ф.В., Штеренберг Л.Е., Горшков А.И.* и др. О природе 10-Å марганцевого минерала Fe-Mn океанических конкреций. — Литология и полез. ископаемые, 1983, N 3, с. 33—41.
- Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
- Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С., Дмитриев Ю.И.* и др. Петрология вулканических пород — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 106—148.
- Штеренберг Л.Е.* О некоторых сторонах формирования железомарганцевых конкреций

- Рижского залива. — Докл. АН СССР, 1971, Т. 201, N 2, с. 457—460.
- Штеренберг Л.Е., Дубинина Т.А., Степанова К.А.* Образование Fe-Mn стяжений уплощенной формы. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 166—181.
- Штеренберг Л.Е., Куприянова Т.А., Воронин Б.И.* О строении железомарганцевых конкреций Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1977, N 2, с. 125—133.
- Штеренберг Л.Е., Степанова К.А., Ильичева Л.В.* Детали строения Fe-Mn конкреций Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, N 3, с. 723—725.
- Штилле Г.* Введение в строение Америки. М.: Мир, 1964.
- Штрейс Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 377 с.
- Щека С.А., Куренцова Н.А.* Магматические комплексы океанов. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Б.и., 1980, с. 7—9.
- Щека С.А., Куренцова Н.А.* Магматизм главной структуры элементов океанов и зон их сочленения с континентами. — В кн.: Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981, с. 103—120.
- Эрлх Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 241 с.
- Addy S., Kagami H.* Sedimentation in a closed trough north of the Iberia Abyssal Plain in the northeast Atlantic. — *Sedimentology*, 1979, N 4, p. 561—576.
- Antipov M.P., Kara V.J., Tulina Yu.V., Shlezinger A.E.* Relations of rock complexes on the Island Arc and in the Oceanic Trench near Japan and the Kuril Islands according to the data of multi-channel seismic profiling. — In: *Geology of Japan Sea*, Tokyo: Univ. press, 1982, p. 165—180.
- Arthur M.A., Von Rad U.* Earley Neogene base of slope sediment at site 397, DSDP Leg 47A: Sequential evolution of gravitative mass transport processes and redeposition along the Northwest African passive margin. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1979, vol. 47, pt 1, p. 603—639.
- Bailey E.H., Irwin W.P., Jones D.L.* Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. — *Cal. Div. Mines and Geol. Bull.*, 1964, N 183, p. 1—177.
- Bernoulli D.* North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: A comparison. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1972, vol. 11, p. 801—871.
- Betzer P.R., Bolger G.W., Gordeev V.V.* et al. Обогащенное марганцем взвешенное вещество в глубинных водах океана вблизи Галапагосского центра раздвижения. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгр. Секция F—IV. М., 1979.
- Bischoff J.L., Rosenbauer R.J.* Recent metaliferous sediment in the North Pacific manganese nodule area. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 33, N 3, p. 379—388.
- Bonatti E.* The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere. — *Amer. J. Sci.*, 1978, vol. 238, N 2, p. 54—61.
- Bonatti E., Joensun O.* Deep-sea iron deposit from the South Pacific. — *Science*, 1966, vol. 154, N 3749, p. 643—644.
- Bonatti E., Honnorez J., Ferraca G.* Peridotite-gabbro-basalt complex from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. — *Philos. Trans. Roy Soc. London A*, 1971, vol. 268, p. 285—402.
- Bonatti E., Honnorez J., Gartner S.* Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. — *J. Sediment. Petrol.*, 1973, vol. 43, N 3, p. 728—735.
- Bonatti E., Kolla V., Moore W.S., Stern C.* Metallogenesis in marginal basins: Fe-rich basal deposits from the Philippine Sea. — *Mar. Geol.*, 1979, vol. 32, N 1/2, p. 21—37.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H.* Metalloferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, N 1, p. 83—94.
- Bornhold B.D., Pilkey O.H.* Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahamas. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, N 5, p. 1341—1354.
- Bosellini A., Masetti D., Sarti M.* A Jurassic "Tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: The Belluno trough, Venetian Alps, Italy. — *Mar. Geol.*, 1981, vol. 44, N 1/2, p. 59—95.
- Bouma A.H.* Sedimentology of some flysh deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam; New York: Elsevier, 1962. 168 p.
- Bouma A.H.* Recent and ancient turbidites and contourites. — *Trans. Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc.*, 1972, vol. 22, N 1, p. 205—221.
- Bouma A.H., Pluenncke J.L.* Structural and textural characteristics of debrites from the Philippine Sea. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1975, vol. 31, p. 496—506.
- Burchette T.P.* European-Devonian reefs: A review of current concepts and models. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spes. Publ.*, 1981, N 30, p. 85—142.
- Calvert S.E., Price N.B.* Shallow water, continental margin and locustine nodules: Distribution and geochemistry. — In: *Marine manganese deposits*/Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977, p. 45—86.
- Cann J.R., Winter D.K., Prichard R.G.* A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. — *Miner. Mag.*, 1977, vol. 41, p. 193—199.
- Carlisle D.* Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. — *J. Geol.*, 1963, vol. 71, N 1, p. 48—71.
- Cas R.A.F., Jones J.G.* Paleozoic interarc basin in eastern Australia and a modern New Zealand analogue. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1979, vol. 22, N 1, p. 71—85.
- Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I.* et al. Subma-

- rine thermal springs on the Galapagos Rift. — *Science*, 1979, vol. 203, N 4385, p. 1073—1083.
- Corliss J.B., Lyle M., Dymond J.* The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, N 1, p. 12—24.
- Cronan D.S.* Deep sea nodules distribution and geochemistry. — In: *Marine manganese deposits*/Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977, p. 11—44.
- Curtis D.M., Echols D.Y., Missaeri St.L.* Lithofacies of the Shikoku and Parace Vela Basins. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1980, vol. 58, p. 701—709.
- Davies T.A., Luyendyk B.P., Rodolfo K.S.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1974. Vol. 26. 1129 p.
- Dean W.E., Gardner J.V., Cepek P.* Tertiary carbonate-dissolution cycles on the Sierra Leone Rise, eastern equatorial Atlantic Ocean. — *Mar. Geol.*, 1981, vol. 39, N 1/2, p. 81—101.
- Dillon W.P., Vedder I.G.* Structure and development of the continental margin of British Gonduras. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 8, p. 2713—2732.
- El-Hinnawi E.* Petrochemical characters of African volcanic rocks. 1. Ethiopia and Red Sea region (including Yemen Aden). — *Neues Jb. Miner.*, 1964, H. 3, S. 65—81.
- Embley R.W.* New evidence for the occurrence of debris flow deposits in the deep sea. — *Geology*, 1976, vol. 4, N 6, p. 371—374.
- Embley R.W.* The role of mass transport in the distribution and character of deep ocean sediments with special reference to the North Atlantic. — *Mar. Geol.*, 1980, vol. 38, N 1/3, p. 23—50.
- Enos P., Freeman T.* Shallow-water limestones from the Blake Nose, sites 390 and 392. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1978, vol. 44, p. 413—462.
- Fisher R.V.* Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. — *J. Sediment. Petrol.*, 1971, vol. 41, N 4, p. 916—927.
- Fisher R.V., Mattinson J.M.* Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California; in verse grading. — *J. Sediment. Petrol.*, 1968, vol. 38, N 4, p. 1013—1023.
- Fiske R.S.* Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapescosh formation, Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, N 2, p. 391—406.
- Fiske R.S., Matsuda T.* Submarine equivalents of ash flows in Tokiwa formation, Japan. — *Amer. J. Sci.*, 1964, vol. 262, N 1, p. 76—106.
- Fleet A.J., Robertson A.H.F.* Ocean-ridge metaliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman. — *J. Geol. Soc.*, 1980, vol. 137, pt 4, p. 403—422.
- Francheteau J., Needham H.D., Choukroune P.* et al. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the Eats Pacific Rise. — *Nature*, 1979, vol. 277, N 5697, p. 523—528.
- Fritz S.J., Pilkey O.H.* Distinguishing bottom and turbidity current coarse layers of the continental rise. — *J. Sediment. Petrol.*, 1975, vol. 45, N 1, p. 57—62.
- Frost S.H.* Oligocene reef coral biofacies of the Vicentin northeast Italy. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1981, N 30, p. 483—539.
- Garrison R.E., Fischer A.G.* Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1969, N 14, p. 20—55.
- Gass I.G., Harris P.G., Holdate M.W.* Pumice eruption in the area of the South Sandwich Islands. — *Geol. Mag.*, 1965, vol. 100, N 4, p. 321—330.
- Ginsburg R.N., Schroeder J.H.* Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. — *Sedimentology*, 1973, vol. 20, N 4, p. 575—614.
- Glasby G.P.* Why manganese nodules remain at the sediment-water interface. — *N.Z.J. Sci.*, 1977, vol. 20, p. 187—190.
- Gorsline D.S.* Deep-water sedimentologic conditions and models. — *Mar. Geol.*, 1980, vol. 38, N 1/3, p. 1—21.
- Grunau H.R.* Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. — *Eclog. geol. helv.*, 1965, vol. 58, N 1, p. 157—208.
- Halbach P., Rehm E., Marchig V.* Distribution of Si, Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Mg and Ca in grain-size fractions of sediment samples from a manganese nodule field in the central Pacific Ocean. — *Mar. Geol.*, 1979, vol. 29, N 1/4, p. 237—252.
- Hampton M.A.* The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. — *J. Sediment. Petrol.*, 1972, vol. 42, N 4, p. 775—793.
- Harder H.* Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. — *Clays and Clay Miner.*, 1978, vol. 26, N 1, p. 65—72.
- Harrold P.J., Moore J.C.* Composition of deep-sea sands from marginal basins of the North Western Pacific from Leg 31. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1975, vol. 31, p. 507—514.
- Heath G.R.* Dissolved silica and deep sea sediments. in "Studies in paleo-oceanography". — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1974, N 20, p. 77—93.
- Heezen B.C., Drake C.L.* Grand banks slump. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1964, vol. 48, N 2, p. 221—225.
- Heezen B.C., Hollister C.D., Ruddimann W.F.* Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. — *Science*, 1966, vol. 152, N 3721, p. 502—508.
- Heiken G.* An atlas of volcanic ash. — *Smithsonian Contrb. Earth Sci.*, 1974, N 2, p. 1—101.
- Hekinian R., Rosendahl B.R., Gronan D.S.* et al. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos spreading center. — *Oceanol. acta*, 1978, vol. 1, N 4, p. 473—482.
- Hendry H.E.* Sedimentation of deep water conglomerates in lower ordovician rocks of Quebec composite bedding produced by progressive liquefaction of sediments? — *J. Sediment. Petrol.*, 1973, vol. 43, N 1, p. 125—136.
- Hoedemaeker Ph.J.* Olisthostromes and delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). — *Scr. geol.*, 1973, vol. 19. 207 p.

- Hollister C.D., Johnson D.A., Lonsdale P.F. Current-controlled abyssal sedimentation Samoan Passage, Equatorial West Pacific. — *J. Geol.*, 1974, vol. 82, N 3, p. 275—300.
- Hollmann R. Subsolutions-Fragmente: Zur Biostratonomie der Ammonoidea in Malm des Monte Baldo (Norditalien). — *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1964, Bd. 119, S. 22—82.
- Honnorez J., Kirst P. Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. — *Bull. volcanol.*, 1976, vol. 39, N 3, p. 441—465.
- Honnorez J., von Herzen R.P., Barrett T.J. et al. Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos: Preliminary deep sea drilling results, Leg 70. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 92, pt 1, p. 457—472.
- Hsü K.J. Paleooceanography of the Mesozoic Alpine Tethys. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Par.*, 1976, N 170, p. 1—44.
- Huang I.C. A volcanic sedimentation model: Implications and responses of deep-sea ashes. — *Mar. Geol.*, 1980, vol. 38, N 1/3, p. 102—122.
- Huang T.C., Watkins N.D., Wilson L. Deep-sea terrra from the Azores during the past 300 000 years: Eruptive cloud height and volume estimates. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, N 1, p. 131—133, N 2, p. 235—288.
- Hubert J.E. Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by oceanobottom currents rather than turbidity currents. — *J. Geol.*, 1964, vol. 72, N 6, p. 757—785.
- Initial Reports of the Deep Seep Drilling Project. Pt 1, 2. Wash., 1980. Vol. 56/57. 1417 p.
- Jacobi R.D. Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. — *Mar. Geol.*, 1976, vol. 22, N 3, p. 157—173.
- Jacobi R.D., Mrozowski C.L. Sediment slides and sediment waves in the Bonin through. West Pacific. — *Mar. Geol.*, 1979, vol. 29, N 1/4, p. M1—M9.
- Jenkyns H.C. Fossil noduls. — In: *Marine manganese deposits* / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977, p. 87—108.
- Kelling G., Holroyd J. Clast size, shape and composition in some ancient and modern fan gravels. — In: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenchlos*, Dowden: Hutchinson and Ross, 1978, p. 138—159.
- Klinkhammer G., Weiss R.F., Bender M. Hydrothermal manganese in the Galapagos Rift. — *Nature*, 1977, vol. 269, N 5626, p. 319—320.
- Kuypers E.P., Denyer Ch. P. Volcanic exhalative manganese deposits of the Micoya ophiolite complex, Costa Rica. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, p. 672—692.
- Ladd H.S., Tracey J.I., Gross M.G. Deep deilling on Midway Atoll. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1970, N 680-A, p. 1—22.
- Lagabrielle Y., Auzende J.M., Cornen G. et al. Observations par submersible du crouté oceanique affburant sur le banc de Gorringe (SW Portugal): Évidences de processus de de'mantelement des gabbros en milieul sous-marin. — *C. r. Acad. Sci. D.*, 1981, vol. 293, N 11, p. 827—832.
- Lalou C., Brichet E. On some relationships between the oxide layers and the cores of deep see manganese nodules. — *Miner. deposita*, 1976, vol. 11, N 3, p. 267—277.
- Larson R.L., Schlager S.O., Watts A.B. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1981. Vol. 61. 855 p.
- Lockwood J.P. Sedimentary and gravity-slide explacement of serpentinite. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, N 4, p. 919—936.
- Loncelot Y., Hathaway J.E., Hollister C.D. Lithology of sediments from the western North Atlantic, Leg 11, DSDP. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1972, vol. 11, p. 901—945.
- Lonsdale P. Sedimentation and tectonic modification of Samoan Archipelagic apron. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1975, vol. 59, N 5, p. 780—798.
- Lonsdale P. Deep-tow observations at the mounds abyssal hydrothermal field, Galapagos Rift. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, N 1, p. 92—110.
- Lonsdale P. Drift and ponds of reworked pelagic sediment in part of the Southwest Pacific. — *Mar. Geol.*, 1981, vol. 43, N 3/4, p. 153—193.
- Lonsdale P., Burns V.M., Fisk M. Nodules of hydrothermal burnessite in the cadera of a young seamount. — *J. Geol.*, 1980, vol. 88, N 5, p. 611—618.
- Lonsdale P., Malfait B. Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 11, p. 1697—1712.
- Lowe D.R. Water escape structures in coarse-grained sediments. — *Sedimentology*, 1975, vol. 22, N 2, p. 157—204.
- Lowe D.R. Crain flow and grain flow deposits. — *J. Sediment. Petrol.*, 1976, vol. 41, N 1, p. 188—199.
- Marine manganese deposits / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977. 510 p. (Elsevier oceanogr. ser.; N 15).
- Marschalko R., Volfova J. Podmorský Losuv a Jenomakrofauna v paleogéne Centrálných Karpat. — *Geol. Pr.*, 1960, Zpr. 19, s. 95—108.
- Maruyama Sh., Yamasaki M. Paleozoic submarine volcanoes in the high-P/T metamorphosed Chichibu system of eastern Shikoku, Japan. — *J. Volcan. and Geotherm. Res.*, 1978, vol. 4, N 1/2, p. 199—216.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. — *J. Geol.*, 1975, vol. 83, N 2, p. 249—281.
- Moore C. Turbidites and terrigenous muds, DSDP, Leg 25. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1974, vol. 25, p. 441—479.
- Moore D.G., Curray J.R., Emmel F.J. Large submarine slide (olistostroma) associated with Sunda Arc subduction zona, Northeast Indian Ocean. — *Mar. Geol.*, 1976, vol. 21, N 3, p. 211—226.
- Morimoto R. Submarine eruption of the Myojin Reef. — *Bull. volcanol. Ser. II*, 1960, vol. 23, b. V, p. 151—160.
- Murdmaa I.O., Kazakova V., Rudakova A. Coarse fraction mineralogy of Leg 43 sediments. — In:

- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1979, vol. 43, p. 457—461.
- Needman H.D., Francheteau J., Le Pichon X.* Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault "A" near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, Famous area. — *Oceanol. acta*, 1978, vol. 1, p. 72—86.
- Nelson C.H., Carlson P.R., Byrne J.V., Tau Rho Alpha.* Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems. — *Mar. Geol.*, 1970, vol. 8, N 3/4, p. 259—291.
- Nisbet E.G., Price I.* Siliceous turbidites: Bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived sediments. — In: *Pelagic sediments: Land and sea*. Oxford etc., 1974, p. 351—366.
- Nohara M.* The geochemistry of manganese nodules from the central Pacific basin. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1978, vol. 84, N 6, p. 281—298.
- Normark W.P.* Rangen submarine slide, northern Sebastian Vizcaino Bay, Baja California, Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 5, p. 781—784.
- Orwig T.L.* Cannelled turbidites in the Eastern Central Pacific basin. — *Mar. Geol.*, 1981, vol. 39, N 1/2, p. 33—57.
- Paulus F.T.* The geology of site 98 and the Bahama Platform. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1972, vol. 11, p. 877—900.
- Pimm A.C.* Sedimentology and history of the Northeastern Indian Ocean from late Cretaceous to recent. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1974, vol. 22, p. 717—814.
- Piper D.J.W.* Transport and deposition of Holocene sediment on La Jolla Deep Sea Fan, California. — *Mar. Geol.*, 1970a, vol. 8, N 3/4, p. 211—227.
- Piper D.J.W.* A silurian deep sea fan deposits in western Ireland and its bearing on the nature of turbidity currents. — *J. Geol.*, 1970b, vol. 78, N 5, p. 509—522.
- Polšak A.* Upper Cretaceous bioliths complexes in a subduction zone: Examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1981, N 30, p. 447—472.
- Raab W.J., Meylan M.A.* Morphology. — In: *Marine manganese deposits* / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977, p. 109—146.
- Ricci-Lucchi F.* Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy). — *J. Sediment. Petrol.*, 1975, vol. 45, N 1, p. 3—43.
- Roberts R.J.* Stratigraphy and structure of the Antler Peak Quadrangle Humboldt and Langer Counties Nevada. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1964, N 459-A, p. 1—93.
- Robertson A.H.F.* Metallogenesis on a Mesozoic passive continental margin, Antalya Complex, southwest Turkey. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 54, N 2, p. 323—345.
- Robertson A.H.F., Hudson J.D.* Cyprus umbers: Chemical precipitates on a Thethyan ocean ridge. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, N 1, p. 93—101.
- Robertson A.H.F., Wodcock N.H.* Göden Zone, Antalya Complex: Volcanism and sedimentation along Mesozoic continental margin, SW Turkey. — *Geol. Rdsch.*, 1981, Bd. 70, N 3, S. 1177—1214.
- Rona P.A.* Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N. — *Mar. Geol.*, 1976, vol. 21, N 4, p. 59—66.
- Rona P.A.* TAG hydrothermal field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N. — *J. Geol. Soc.*, 1980, vol. 137, pt 4, p. 385—402.
- Sanders J.E.* Primary sedimentary structures formed by turbidity and related reedimentation mechanisms. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1965, N 12, p. 192—219.
- Sayles F.L., Ku T.-L., Bowker P.C.* Chemistry of ferromanganous sediment of the Bauer Deep. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, p. 1423—1431.
- Schlager W.* Mesozoic calciturbidites: Deep Sea Drilling Project hole 416A recognition of a drowned carbonate platform. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1980, vol. 50, p. 733—749.
- Schlager W., Ginsburg R.N.* Bahama carbonate platform — the deep and the past. — *Mar. Geol.*, 1981, vol. 44, N 1/2, p. 1—24.
- Schlocker J.* Geology of the San Francisco north quadrangle California. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1974, N 782, p. 1—109.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M., Tau Rho Alpha.* The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea. — *Mar. Geol.*, 1970, vol. 8, N 3/4, p. 187—210.
- Scott R.B.* The TAG hydrothermal field. — *Nature*, 1974, vol. 251, N 5473, p. 301—302.
- Searle M.P., Graham G.M.* "Oman exotics" — ocean carbonate build-ups associated with the early stages of continental rifting. — *Geology*, 1982, vol. 10, N 1, p. 43—49.
- Shepard F.P.* Types of submarine valleys. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1965, vol. 49, p. 304—310.
- Slater R.A., Goodwin R.H.* Tasman Sea guyots. — *Mar. Geol.*, 1973, vol. 14, N 2, p. 81—99.
- Snyder W.S.* Manganese deposited by submarine spring in chertgreenstone complexes, western United States. — *Geology*, 1974, vol. 6, N 12, p. 741—744.
- Solomon M.* The nature and possible origin of the pillow lavas and hyaloclastite breccias of King Island, Australia. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1969, vol. 124, N 494, pt 2, p. 153—169.
- Sorem R.K., Fewkes R.H.* Internal characteristics. — In: *Marine manganese deposits* / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977, p. 147—183.
- Speed R.C.* Paleogeographic and plate tectonic evolution of the early Mesozoic marine province of the western Great Basin. — In: *Mesozoic paleogeography of western United States*. The Pacific Sector Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, 1978, p. 253—270.
- Stanley R.G.* Middle Jurassic shoaling of the Central High Atlas Sea near Rich, Morocco. — *J. Sediment. Petrol.*, 1981, vol. 51, N 3, p. 895—907.
- Stow D.A.V., Lovell J.P.B.* Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. — *Earth-Sci. Revs.*, 1979, vol. 14, p. 251—291.

- Taneda S.* Petrochemical studies of the active volcanoes in Eastern and Southeastern Asia. — Bull. volcanol., 1963, vol. 26, b. V, p. 3—23.
- Tassell T.V.* Silver abyssal plain carbonate turbidite: Flow characteristics. — J. Geol., 1981, vol. 89, N 3, p. 317—333.
- Tazieff H.* About deep-sea volcanism. — Geol. Rdsch., 1972, Bd. 61, N 2, S. 470—480.
- Trumbull J.V.A., McCamis M.J.* Geological exploration in an east coast submarine canyon from a research submersible. — Science, 1967, vol. 158, N 3799, p. 370—372.
- Tucholke B.E., Vogt P.R.* Western north Atlantic: sedimentary evolution and aspects of tectonic history. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1979, vol. 43, p. 791—825.
- Vallier T.L.* The mineralogy of some turbidite sands from sites 32 and 35. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1970, vol. 5, p. 535—539.
- Valloni R., Maynard J.B.* Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: A first approximation. — Sedimentology, 1981, vol. 28, N 1, p. 75—83.
- Varga R.J.* Implication of Palaeozoic phosphorites in the northern Sierra Nevada range. — Nature, 1982, vol. 297, N 5863, p. 217—220.
- Walker G.P.L.* Characteristics of some basaltic pyroclastics. — Bull. volcanol., 1972a, vol. 35, N 2, p. 303—317.
- Walker G.P.L.* Petrology of hyaloclastic sandstone. — In: Initial Reports of the deep-sea Drilling Project. Wash., 1972b, vol. 12, p. 365—369.
- Walker G.P.L.* Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme. — Geol. Rdsch., 1973, Bd. 62, N 2, S. 431—436.
- Walker R.G.* The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. — Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1965, vol. 35, N 1, pt 1, p. 1—32.
- Walker R.G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 6, p. 932—966.
- Weissert H.* Depositional processes in an ancient pelagic environment: The Lower Cretaceous Maiolica of Southern Alps. — Eclog. geol. helv., 1981, vol. 74, N 2, p. 339—352.
- Yeats R. S., Haq B.U., Barron J.A.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1981, vol. 63, 967 p.
- Zenger D.H., Dunham J.B.* Concepts and models of dolomitization — an introduction — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1980, N 28, p. 1—9.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Терригенная седиментация (Т.А. Вознесенская)	5
Состав кластики и ее источники	5
Главные генетические типы	9
Отложения автокинетических потоков	9
Контуриты	15
Фациально-палеогеографические обстановки	17
Склоновая обстановка	17
Котловинная обстановка	21
Основные выводы	23
Седиментация эдафогенного материала (В.Н. Григорьев)	24
Океанические эдафогенные отложения	25
Геосинклинальные эдафогенные отложения	31
Основные выводы	37
Седиментация вулканогенного обломочного материала (И. В. Хворова)	37
Исходный вулканокластический материал	38
Механизм переноса и отложения	40
Геосинклинальные вулканогенно-обломочные отложения	45
Тефровые и вулканомиктовые отложения (первая группа)	45
Гиалокластогенные отложения (вторая группа)	51
Основные выводы	55
Олистостромы (В.Н. Григорьев)	56
Океанические обвальнo-оползневые отложения	59
Геосинклинальные обвальнo-оползневые отложения и олистостромы	67
Основные выводы	81
Карбонатонакопление (И.В. Хворова)	82
Особенности океанического карбонатонакопления	82
Геосинклинальное карбонатонакопление	91
Мезозойско-кайнозойские отложения	91
Палеозойские отложения	97
Основные выводы	100
Кремненакопление (В.И. Гречин)	102
Особенности океанического кремненакопления	103
Геосинклинальное кремненакопление	110
Основные выводы	118
Фосфатонакопление (М.Н. Ильинская)	119
Фосфориты современных океанов	119
Геосинклинальные фосфориты	122
Генезис фосфоритов	124
	219

Железомарганцевое рудонакопление (В.Н. Григорьев)	127
Основные типы океанических руд и рудопроявлений	127
Геосинклинальные осадочные руды и рудопроявления	145
Основные выводы	160
Вулканизм (М.Н. Ильинская, Т.Н. Хераскова)	161
Вулканизм ранней стадии развития складчатых областей	162
Вулканические комплексы континентальных рифтов	169
Вулканические комплексы океанов	169
Вулканические комплексы океанической коры островных дуг	171
Вулканические комплексы окраинных морей	172
Рифтогенные вулканические комплексы начальных стадий раскрытия геосинклинальных структур	176
Раннегеосинклинальные вулканические комплексы глубоководных котловин	177
Раннегеосинклинальные вулканические комплексы из основания островных дуг	179
Раннегеосинклинальные вулканические комплексы окраинных морей	182
Вулканизм переходной или островодужной стадии развития складчатых областей	185
Современные вулканические комплексы примитивных островных дуг, сформированные на коре океанического типа	187
Современные вулканические комплексы молодых островных дуг, сформированные на коре переходного типа	190
Современные комплексы зрелых островных дуг, сформированные на коре переходного и континентального типов	192
Современные вулканические комплексы, образовавшиеся в зонах деструкции, расположенных в тыловой части зрелых островных дуг	194
Древние вулканические комплексы примитивных островных дуг, сформированные на коре океанического типа	195
Древние вулканические комплексы молодых островных дуг, возникшие на коре переходного типа	198
Древние вулканические комплексы зрелых островных дуг, сформированные на коре переходного и континентального типов	200
Общая схема седиментации и вулканизма в геосинклинальных бассейнах прошлого и ее сравнение с океанской	204
Литература	208

CONTENTS

Introduction	3
Terrigenous sedimentation (T.A. Voznesenskaya)	5
Sources and composition of clastics	5
Principal genetic types	9
Gravity transport deposits	9
Contourites	15
Facies-palaeogeographic environments	17
Slope environment	17
Basin environment	21
Summary and conclusions	23
Edaphogenic sedimentation (V.N. Grigoryev)	24
Oceanic edaphogenic deposits	25
Geosynclinal edaphogenic deposits	31
Summary and conclusions	37
Volcanogenic clastic sedimentation (I.V. Khvorova)	37
Source volcanoclastic material	38
Mechanics of transportation and deposition	40
Geosynclinal volcanogenic-clastic deposits	45
Tephra and volcanomictic deposits (Group One)	45
Hyaloclastic deposits (Group Two)	51
Summary and conclusions	55
Olistostromes (V.N. Grigoryev)	56
Oceanic slump deposits	59
Geosynclinal slump deposits and olistostromes	67
Summary and conclusions	81
Carbonate accumulation (I.V. Khvorova)	82
Peculiarities of oceanic carbonate accumulation	82
Geosynclinal carbonate accumulation	91
Mesozoic—Cenozoic deposits	91
Paleozoic deposits	97
Summary and conclusions	100
Silica accumulation (V.I. Grechin)	102
Peculiarities of oceanic silica accumulation	103
Geosynclinal silica accumulation	110
Summary and conclusions	118
Phosphate accumulation (M.N. Ilyinskaya)	119
Phosphorites of recent oceans	119
Geosynclinal phosphorites	122
Phosphorites genesis	124
	221

Iron-manganese ore accumulation (V.N. Grigoryev)	127
Principal types of oceanic ores and ore mineralization	127
Geosynclinal sedimentary ores and ore mineralization	145
Summary and conclusions	160
Volcanism (M.N. Ilyinskaya, T.N. Kheraskova)	161
Volcanism of early stage folded areas	162
Volcanic complexes of continental rifts	169
Volcanic complexes of oceans	169
Volcanic complexes of the oceanic crust of island arcs	171
Volcanic complexes of marginal seas	172
Riftogenic volcanic complexes of the early stage opening of geosynclinal structures	176
Early geosynclinal volcanic complexes of deep basins	177
Early geosynclinal volcanic complexes from the island arc basement	179
Early geosynclinal volcanic complexes of marginal seas	182
Volcanism of the transitional, or island-arc stage in the development of folded areas	185
Recent volcanic complexes of primitive island arcs formed on the oceanic type of the crust	187
Recent volcanic complexes of young island arcs formed on the transitional type of the crust	190
Recent complexes of mature island arcs formed on the transitional and continental types of the crust	192
Recent volcanic complexes formed in the destruction zones in the rear part of the mature island arcs	194
Ancient volcanic complexes of primitive island arcs formed on the oceanic type of the crust	195
Ancient volcanic complexes of young island arcs formed on the transitional type of the crust	198
Ancient volcanic complexes of mature island arcs formed on the transitional and continental types of the crust	200
A general outline of sedimentation and volcanism in the geosynclinal basins of the past compared against the oceanic sedimentation and volcanism	204
Bibliography	208

**ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ
И ОКЕАНСКАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ
И ВУЛКАНИЗМ**
(сравнительная характеристика)

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор *М.Д. Хуторской*
Редактор издательства *М.А. Яценко*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *М.К. Серегина*
Корректор *Е.Н. Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 28000

Подписано к печати 12.11.84. Т — 14695
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Тайм. Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,2. Усл.кр.-отт. 18,4. Уч.-изд.л. 21,6
Тираж 750 экз. Тип.зак. 1880. Цена 3р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГС П-7
Москва В-485. Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
ВЫХОДИТ ИЗ ПЕЧАТИ КНИГА**

Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — 11 л.

Изучение континентальных перерывов и кор выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ имеет большое практическое значение, поскольку с ними генетически связаны многие ценные полезные ископаемые. Вопросы, рассматриваемые в книге, отражают современный уровень знаний в области литологии и геохимии. Такие работы необходимы также для познания ранних этапов геологической истории Земли и выявления закономерностей эволюционных изменений в литосфере, гидросфере и атмосфере.

Для геологов, литологов, геохимиков.

*Заказы просим направлять
по одному из перечисленных адресов
магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":*

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Л'пропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск. Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

Список опечаток и исправлений

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
142	24 сл.	26°/оо	26%
146	21 св.	45000	4500
172	4 сл.	(табл. 3, см. рис. 28, I)	(табл. 2, см. рис. 28, II)

Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика)

3 р. 30 к.

П 1
Вып. 396