

Рис. 34. Схема распределения био- и литофаций палеозоя (без пермской системы) в пределах центральной части Норильской структурно-фациальной зоны.

Г.Д. ИСАЕВ

---

ОСНОВЫ  
БИОСЕДИМЕНТОЛОГИИ  
И РЕГИОНАЛЬНЫЙ  
ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

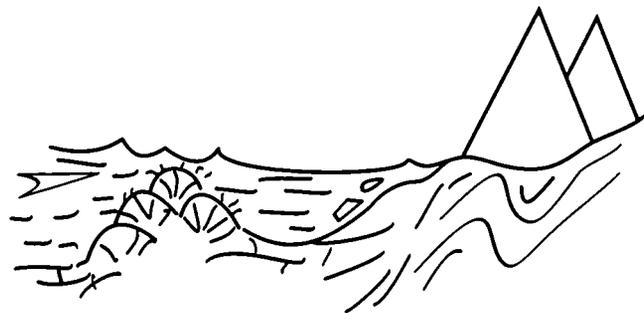


*Моим родителям  
Дмитрию Яковлевичу и Ксении Васильевне,  
всю жизнь посвятившим угольной геологии Кузбасса*



Г.Д. ИСАЕВ

# ОСНОВЫ БИОСЕДИМЕНТОЛОГИИ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ



G.D. ISAEV

## PRINCIPLES OF BIOSEDIMENTOLOGY AND REGIONAL FACIES ANALYSIS

УДК 552.147  
ББК 28.1  
И851

**Исаев Г.Д. Основы биоседиментологии и региональный фациальный анализ /** Г.Д. Исаев. – Новосибирск : Академическое издательство “Гео”, 2006. – 133 с. : 24 с. фототабл., + цв. вкл. – ISBN 5-9747-0013-09

В книге обосновывается самостоятельность нового направления в науке – биоседиментологии. Она находится на стыке двух дисциплин – палеонтологии и седиментологии. Цель этого направления – исследовать роль организмов в осадочном процессе. Приводится характеристика биоседиментологии во всех аспектах взаимосвязи с другими дисциплинами. Развиваются лучшие современные классификации зарубежных ученых для биогенных структур, пород и организмов. При этом используются самые последние разработки отечественных ученых в этой области. Предложена классификация первичных карбонатных пород, рассмотрена роль организмов в осадочных процессах на Земле в течение всей ее геологической истории.

Рецензент

д-р геол.-мин. наук *И.Т. Журавлева*

**Isaev G.D. Principles of biosedimentology and regional facies analysis / G.D. Isaev. –** Novosibirsk : Academic Publishing House “Geo”, 2006. – 133 pp. (24 pp. phototables) + colored inset. – ISBN 5-9747-0013-09

A new branch of science, biosedimentology, has been grounded. It combines the subjects of two disciplines – paleontology and sedimentology. The goal of the new science is to examine the role of organisms in sedimentation. Biosedimentology is characterized in all aspects of relationship with other disciplines. Up-to-date approaches of foreign researchers are used to classify biogenic structures, rocks, and organisms. The classifications follow the recentmost methodology of Russian scientists in this field. A classification of primary carbonate rocks is proposed, and the role of organisms in sedimentary processes on the Earth throughout its geological history is considered.

ISBN 5-9747-0013-09

© Г.Д. Исаев, 2006  
© НП “Академическое издательство “Гео”, 2006

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга – результат многолетних творческих исканий автора. С 1977 года, работая в СНИИГГиМСе, я занимался сначала петрографией и литологией палеозойских разрезов Горного Алтая, Салаира и Западно-Сибирской плиты, затем палеонтологией палеозойских кораллов, а в 1990-е годы – рифами и региональной геологией Западной Сибири. Автору настоящей книги повезло с учителями: Виктор Николаевич Дубатов и Нина Владимировна Миронова – лучшие в Сибири специалисты по кораллам. В.Н. Дубатов – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки; Н.В. Миронова – кандидат геолого-минералогических наук, фанатик палеонтологии. Эти прекрасные люди не только передали мне свою любовь и преданность кораллам, они поселили во мне навечно глубокое уважение к палеонтологии и к палеонтологам – людям высочайшего научного интеллекта, большого старания, фундаментальности и скрупулезности. Чтобы представить себе отдельный скелет организма, выдолбленный из породы, как живое существо, надо иметь большую долю интуиции. Если вначале это и кажется невероятным, то после многих десятилетий работы в палеонтологии подобные реконструкции отдельного индивида, как и образа жизни вида в целом, представляются не такими уж “фантастическими”, а, наоборот, реальными и обоснованными.

Автору повезло и с коллективом, в котором он работал. В нем были не только сотрудники СНИИГГиМС (Аксенова Л.М., Перегоедов Л.Г., Ратанов Л.С., Диденко Т., Мирецкая Н.М., Макаренко С.Н., Ярошинская А.М. и др.), но и сотрудники ТГУ (Саев В.Н., Савина Н.И., Родыгин С.А.), ИГиГ СО АН СССР (Зиневич Е.В., Дубатоло-

ва Ю.А.). Именно общение с палеонтологами разной специализации (по различным группам ископаемых организмов) при работе на скальных обнажениях Горного Алтая и Салаира, при изучении рифов и древней биоты, при наблюдении ориктоценозов в карбонатных породах и отборе скелетных остатков для видового определения стало одним из первых базовых моментов и впоследствии развилось в настоящее исследование. На рубеже 1970–1980-х годов при изучении рифовых сообществ в конкретных обнажениях мы проводили полный анализ ориктоценозов: послойно, с подсчетом плотности захоронения, с зарисовкой пространственного положения скелетных остатков, расчетом их количества на 1 м<sup>2</sup>, с исследованием морфологии и состава скелетных образований, определением доминирующих и подчиненных групп ископаемых организмов и т. д. В результате в архиве образовалось несколько амбарных книг, содержащих послойную характеристику ориктоценозов изученных разрезов Алтая и Салаира. Если учесть то обстоятельство, что мы работали только в известных разрезах, отличающихся максимальным разнообразием ископаемых организмов и пересыщенных ими, то легко представить объем выполненной работы. Такой опыт наблюдений оказался не напрасным, что особенно стало понятно после знакомства с книгой Дж. Уилсона “Карбонатные фации в геологической истории”, вышедшей в 1980 г.

Это знакомство открыло новое направление в наших исследованиях – биоседиментологическое. Органогенные постройки, рифы, рифостроители, рифолюбы, типы поселений, популяций, жизненные формы биотопов, экотипы и экоморфы порообразующих организмов стали предметом этих исследований.

После детального изучения зарубежной литературы тех лет [Folk, 1959; Danham, 1962; Embry, Klován, 1971; Рауп, Стэнли, 1974] выяснилось заметное отставание советской школы седиментологов в исследовании роли организмов в осадочных процессах. Иностранные ученые продвинулись намного дальше в направлении, которое мы пытались освоить. Поэтому нам не оставалось ничего лучшего, как использовать все последние наработки зарубежных специалистов и идти дальше. Настоящая книга демонстрирует весь спектр направлений, которые со всех сторон освещают роль

организмов в образовании пород. Это объединяется под общим названием “биоседиментология”. Насколько мы продвинулись дальше зарубежных исследователей – судить читателю.

Автор выражает глубокую благодарность Инессе Тихоновне Журавлевой, которая очень внимательно прочитала рукопись настоящей книги, сделала много замечаний и полезных советов. Она не только улучшила представленный материал, но и предложила идеи и направления, по которым в будущем будет развиваться биоседиментология.

---

## БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЯ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНОЕ НАУЧНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Биоседиментология – это наука, изучающая роль организмов в осадочном процессе. Большинство организмов на нашей планете существует в определенной зоне, которую называют биосферой. Эта зона в современном состоянии охватывает и часть литосферы, и гидросферы, и атмосферы. Современные организмы от бактерий до сложных многоклеточных существуют в биосфере в крайне сложных взаимоотношениях: погибают и размножаются, осваивают новые ниши и эволюционируют, адаптируются и сожительствуют друг с другом, приспосабливаются, уничтожают друг друга и т. д. Биомасса, произведенная в биосфере, большей частью потребляется в трофической структуре новых популяций. Однако часть этой биомассы все-таки попадает в осадочный процесс, окисляется, литифицируется, перерабатывается биотурбаторами, попадает под мощное воздействие поверхностных, подводных, подземных и подобных агентов деструкции. И только ничтожная доля произведенной биомассы действительно (участвуя в осадочном процессе) попадает в осадок, литифицируется и сохраняется в геологической истории. Прежде всего это относится к скелетообразующей части биоты.

Скелетная часть живых организмов, во-первых, является продуктом их жизнедеятельности (или частью их самих), во-вторых, отражает в какой-то степени объем биомассы, произведенной в биосфере в определенный момент времени. Сложно учесть объем биомассы мягкотелых и бесскелетных организмов, особенно при анализе древних обстановок. Однако, как показано ниже, последнее возможно при сравнении древних и современных экосистем только с помощью детального изучения биоседиментологических признаков.

Учесть точный объем биомассы в разные периоды геологического прошлого невозможно только потому, что большая ее часть потребляется внутри экосистем, а существенная часть скелетного материала уничтожается (стирается при транспортировке, растворяется, перерабатывается и т. д.) до попадания в осадок. Седиментология как наука исследует не только сам процесс осадконакопления, но и механизмы транспортировки осадка, особенности деструкции источников сноса, геохимические, минералогические и другие обстановки литификации, диагенетического преобразования отложений и многие вопросы переотложения, абразии, уплотнения, обезвоживания осадка, причем все это с участием организмов. Главные факторы, которыми занимается седиментология, все-таки относятся к абиотическим факторам. Это водная либо воздушная среда. Биоседиментология изучает “осадочные” процессы, основной движущей силой которых является биологический фактор. Обычно образования (скелеты, копролиты, следы биотурбации, продукты жизнедеятельности организмов), созданные организмами, нельзя относить к осадочным, так как каждый из элементов сложного биологического продукта идентифицировать с частицей типичного осадочного процесса невозможно.

Карбонатные породы в современных классификациях осадочных пород занимают особое место. Если термин “осадочная” порода понимать дословно, то к последней следует относить все, что образуется в результате выпадения осадка из раствора, либо из плотного нагруженного кластическим материалом потока, либо из смеси воздуха и обломочных частиц. Карбонатные породы к такого типа отложениям относить нельзя, так как в подавля-

ющем числе случаев они представляют собой неперемещенные инситуные образования, главную роль в формировании которых играют организмы. Другими словами, карбонатные породы есть продукт жизнедеятельности различных организмов. Их роль в осадочном процессе раскрыта ниже. Здесь мы уделим внимание специфике исследования породообразующей роли организмов.

Тафономические, биофациальные исследования очень популярны у современных палеонтологов. Они дают возможность восстановить реальную обстановку жизнедеятельности древних организмов, в некоторых случаях воссоздать или представить жизненные функции (морфофункциональный анализ) вымерших групп, а иногда даже представить в полном объеме образ жизни и морфологию некоторых организмов (например, конодонтов), не имеющих аналогов в современном животном и растительном мире. Можно привести массу примеров в российской, советской и, прежде всего, в зарубежной литературе, где центральное место занимает вопрос об особенностях захоронения того или иного вида. Биофациальные реконструкции возможны только на подвидовом и видовом уровне. Поэтому восстановление образа жизни и обстановки захоронения организмов требует не только знания морфологии и систематики изучаемой группы, но и высочайшего профессионализма в наблюдениях и исследовании места захоронения, в знании литологии и в диагностике осадочных пород, геохимии и петрографии, минералогии осадочных отложений и т. д. Биоседиментология, как научное направление, находится на стыке многих дисциплин, уже определивших свою самостоятельность. Большинство исследователей-палеонтологов, занимающихся тафономией, экологией, биофациями древних организмов, освещают в публикациях ту или иную сторону процесса перехода компонентов среды из биосферы в литосферу, предлагают читателю часто узкоспециальные (важные для биоседиментологии) темы скелетизаций организма, соотношение субстрата и бентосных форм в зависимости формы скелетов от факторов среды и др. Многие зависимости факторов среды и морфологии скелетов, изученные для одного или другого вида и подвида, не имеют никакого значения для других форм и групп организмов. И наоборот, многие группы организмов не имеют четкой связи со средой. Отсюда можно сделать следующие выводы: 1) для боль-

шинства видов геологического прошлого отсутствие знаний о их роли в осадочном процессе объясняется отсутствием специальных исследований в данном направлении; 2) в фанерозое наблюдается крайняя неравномерность исследований для различных групп породообразующих организмов в биоседиментологическом аспекте; 3) отсутствует обобщение колоссального объема (наблюдаемого в палеонтологической практике начиная с XIX века) результатов анализа и систематизация всех данных о связи организм – среда с выходом на четкую теорию о закономерностях биологического породообразования.

Биоседиментология особое внимание уделяет механизму и процессу образования скелетов и морфологии видов не только породообразующих групп организмов, но и всех сопутствующих форм. Тщательное наблюдение ориктоценозов приводит исследователя к выводу об обязательном присутствии мягкотелых, бесскелетных форм организмов, иногда даже к заключению о геометрии их тел. Это не так просто доказать, но это возможно. Восстановление образа жизни, морфофункциональный анализ по скелетным остаткам, даже фрагментам последних для древних, давно вымерших организмов, – это специфичное и достаточно распространенное направление в современной палеонтологии. Оно требует очень высокой квалификации специалиста не только как палеонтолога, в совершенстве знающего морфологию и систематику разных, иногда даже неродственных групп организмов в пределах изучаемого стратиграфического уровня, но и как седиментолога широкого профиля. Именно сочетание знаний того и иного направлений позволяет объективно расшифровать поведение различных групп организмов в осадочном процессе прошлых геологических эпох, проследить роль последних от стадии первичного организма (например, планулы для кораллов) до стадии взрослого организма с хорошо развитой скелетной системой.

Самостоятельность биоседиментологии определяется не только необходимостью использования знаний многих дисциплин – от биологии до литогенеза, но и спецификой объекта исследований – биоаккумуляции в палеобассейнах. Последнее охватывает не только конструктивную аккумулятивную функцию биологического фактора в морях и океанах прошлого, но и его разрушающую роль, т. е. весь спектр воздействия этого фактора на ок-

**Карбонатные породы**

-  Компоненты карбонатных пород:  
*a* – сгустки, пеллеты, комки; *b* – ооиды;
-  *a* – детрит, раковинная кластिका;  
*z* – литокласты, интракласты и тонкая биокластика
-  Известняк иловый (мадстоун):  
*a* – слоистый; *b* – массивный
-  Известняк спаритовый (первично-зернистый):  
*a* – с пластовой отдельностью; *b* – массивный
-  Каркасные известняки (баундстоуны)
-  Баундстоуны на картах и разрезах:  
*a* – с илистым заполнением интерстиций каркаса;  
*b* – с зернистым заполнением
-  Вак-флаутстоуны:  
*a* – слоистые; *b* – массивные
-  Инфлаутстоуны:  
*a* – слоистые; *b* – массивные
-  Грейн-рудстоуны:  
*a* – с пластовой отдельностью; *b* – массивные
-  Элементарные органогенные постройки:  
*a* – калиптры; *b* – симбиогермы
-  Массивный тип каркаса – фреймстоун
-  Корковый тип каркаса – байндстоун
-  Кустисто-ветвистый тип каркаса – бафлстоун
-  Кальцирудиты:  
*a* – с пластовой отдельностью; *b* – массивные
-  Калькарениты:  
*a* – слоистые; *b* – массивные
-  Кальцилютиты:  
*a* – слоистые; *b* – массивные
-  *a* – карбонатная брекчия;  
*b* – конгломератовые известняки
-  Клинокластовые (склоновые известняки)

**Терригенные и аквагенные гравитационные породы**

-  Аргиллиты:  
*a* – на колонках и разрезах;  
*b* – на геологических картах
-  *a* – алевролиты; *b* – гравелиты
-  Песчаники:  
*a* – слоистые; *b* – массивные
-  *a* – известковый песчаник; *b* – конгломераты
-  *a* – известковый аргиллит;  
*b* – известковый алевролит

**Органические остатки**

- Царство Animalia:**  
*a* – фораминиферы;  
*b* – радиолярии
-  Строматопораты:  
*a* – массивные; *b* – пластинчатые, корковые
-  Ветвистые строматопораты:  
*a* – в поперечном сечении;  
*b* – в продольном сечении
-  Гелиолитиды:  
*a* – в продольном сечении;  
*b* – в поперечном сечении
- Табуляты:**  
*a* – массивные фавозитиды;  
*b* – массивные альвеолитиды;
-  *a* – с желваковидным скелетом;  
*z* – с корковидным, пластинчатым скелетом;
-  цилиндрические, грубоветвистые формы табулят:  
*d* – в поперечном сечении;  
*e* – в продольном сечении;
-  *ж* – кустистые; *з* – катениморфные;
-  *и* – тонковетвистые;  
*к* – пленочные, корковидные кораллы;
-  *л* – трубчатые, кустистые – сирингопориды
-  Хететиды
-  *a* – тентакулиты; *b* – губки
-  Ругозы колониальные массивные:  
*a* – в продольном сечении;  
*b* – в поперечном сечении
-  Ругозы одиночные:  
*a* – в поперечном сечении;  
*z* – в продольном сечении
-  *a* – бивальвии; *b* – гастроподы
-  *a* – аммоноидеи; *b* – наутилоидеи
-  Мшанки:  
*a* – корковидные; *b* – ветвистые
-  Криноидеи:  
*a* – в поперечном сечении;  
*b* – в продольном сечении
- Царство Plantae**
-  Водоросли:  
*a* – сгустковидные; *b* – пленочные;
-  *a* – булкообразные постройки водорослей;  
*z* – пластинообразные;
-  *d* – кустистые водоросли; *e* – онколиты
-  *a* – строматолиты;  
*b* – высшие растения

Рис. 1. Условные обозначения к иллюстрациям.

ружающую среду. Специфика настоящего научного направления выражается и в своеобразии научного языка или терминологической базы, которая используется в биоседиментологии. Чтобы оценить сложность этого языка, достаточно ознакомиться с любой палеонтологической работой, посвященной тафономическому или биофациальному анализу какого-либо вида или подвида бентосных организмов. На рис. 1 приведены условные обозначения, общие для всех иллюстраций.

Структура взаимоотношений факторов среды в области карбонатонакопления представлена на схеме (рис. 2). Здесь отражена зависимость факторов среды: условный показатель энергетического состояния бассейна; тип скелета по способности его к разрушению (классификация Р.Н. Гинзбурга [Ginsburg, 1956]) и размерность биокомпонентов в областях биоаккумуляции. На этой схеме выделяются: поле эффективной биоаккумуляции, где наблюдается четкая компенсация опускания дна палеобассейна скелетообразующей ролью организмов, область транзита, где биокомпоненты не литифицируются, а выносятся из зон размыва посредством водных или воздушных потоков, область биоабразии, где не накапливается никаких осадков, но отмечается высокая биопродуктивность палеобассейна с высоким энергетическим уровнем, и, наконец, поле

гравитационной аккумуляции биокомпонентов. Последнее и является предметом исследования седиментологии в общем смысле. Действительно, часть биокомпонентов после механического (штормового, волнового и т. д.) разрушения подчиняется некоторым закономерностям переноса и осаждения материала в осадочных процессах гравитационного типа. Биокомпоненты, попадая в водный, насыщенный осадками (часто остроугольный зернистый, кварцево-полевошпатовый и т. д.) поток, истираются до пыли, поставляя в среду шлам и тонкий детрит, что, как правило, не способствует перемещению потока, а, наоборот, его цементирует, т. е. тормозит. В этом, наверное, и заключается коренное отличие терригенных либо аквагенных частиц (пассивной части осадочного процесса) от конструктивной, негативной (деструктивной) и тормозящей функции биогенного фактора в процессе перехода из биосферы в литосферу. Здесь следует подчеркнуть: не в осадочном процессе, а в процессе перехода из биосферы в литосферу.

На рис. 2 выделяется область биоабразии — высокого энергетического состояния бассейна при отсутствии биоаккумуляции. Вообще, подобная энергетика бассейнов седиментации диагностируется в разрезах по появлению грубообломочных гравитационных отложений. Наличие последних не свидетельствует в пол-



Рис. 2. Диаграмма зависимости факторов среды в областях карбонатонакопления:

I–V – энергетические уровни среды; 1–6 – типы скелетов, по Р.Н. Гинзбургу [Ginsburg, 1956].

ной мере об уровне энергетического состояния бассейна (лишь относительно), а говорит только о высокой энергии разрушающей среды в зоне механической деструкции скального либо литифицированного субстрата. Для литификации же грубообломочных или осколочных конгломератов и брекчий необходимы транспортировка, резкое понижение скорости переносимой среды, наличие впадин, барьеров и ловушек на пути следования плотного флюидонасыщенного потока. В отличие от этого механизма (со смещением), типичного для осадочного процесса, реконструкция обстановки и, в частности, восстановление условий с высоким энергетическим уровнем производится непосредственно в этой части (точка в точку) разрезов, где диагностировалась биоэрозия и шел не положительный биоаккумуляционный процесс, а отрицательный, с мощным биологическим разрушением “скального” либо скелетного субстрата.

Сравнивая осадочный и биоседиментологический процессы, частицы первого и биоконпоненты второго, можно констатировать резкое их различие во всех отношениях: по роли гравитации, механического разрушения и обработки кластического материала, по воздействию на скорость потока, его плотность, по морфологии и размерности компонентов и частиц, по скорости истираемости и цементации, уплотнения, скелетизации и обезвоживания отложений и образований. Следует отме-

тить, что в литературе существуют классификации карбонатных пород, четко подчиняющихся законам осадочных процессов (кальцирудиты, кальцилютиты). И такие породы есть, но их ничтожное количество. Если говорить о роли гравитации для биоаккумулятивных пород, можно заметить, что влияние гравитации особенно сильно для илистых сыпучих кластических отложений в каркасе органогенных построек в качестве заполнителя. Определенное значение имеет гравитация и на крупных склонах, где прикрепленные бентосные, продуцирующие скелет организмы существовали в экстремальных условиях. Именно здесь наблюдается “деформация” скелетообразующей функции породообразователей, которая выражается в высокой подвижности субстрата и нетипичной морфологии прикрепленных организмов.

Таким образом, самостоятельность биоседиментологии как научного направления не вызывает сомнений. Налицо и оригинальность методики биоседиментологических исследований, и своеобразие предмета, задач и целей. Им посвящены последующие главы настоящей работы. Здесь же следует подчеркнуть, что главной целью биоседиментологии как науки является восстановление реальной обстановки жизнедеятельности организмов на Земле в прошлые геологические эпохи, изучение эволюции экологических ниш в палеобиосфере, направленности эволюционного развития биологического фактора среды на планете.

## ОБЪЕКТ И ЗАДАЧИ БИОСЕДИМЕНТОЛОГИИ

Объектом биоседиментологии является индивидуальный организм в соотношении с окружающей биотической и абиотической средой, его роль в осадочном процессе. Объектом является и процесс его жизнедеятельности, во всем многообразии его проявлений, от начальной фазы присутствия организма в осадочной среде до литификации продуктов его существования. Независимо от того, имеет или не имеет организм скелетную ткань, влияние его на среду огромно, и выражается оно в виде продуктов жизнедеятельности (например, копролиты), в форме отмерших мягких тканей, в виде опосредованного (тормозящего) воздействия на скорость водного или воздушного потока и др. Для палеонтологов, занимающихся биоседиментологией, скелетные формы организмов представляют наибольший интерес. Прочные скелетные построения прикрепленных бентосных организмов наиболее эффективно задерживают осадок, влияют на скорость нагруженного осадками потока, фиксируют подвижный (на крутом склоне) субстрат и т. д. Они наилучшим способом помогают восстановить среду жизнедеятельности.

По составу скелет породообразующих организмов может быть самый разнообразный: кальцитовый, арагонитовый, кремнистый, железистый, фосфатно-кремнистый, целестиновый и т. д. У агглютинирующих форм скелет может состоять из песчинок и обломков субстрата, склеенных слизью организма, как цементом. Среди скелетных форм выделяются две большие группы организмов – агглютинирующие и секреторные (рис. 3). Для первой группы характерна цементация обломочного материала на внешней поверхности тела. В пределах этой группы выделяются формы организмов, для которых характерна цементация

песчинок на поверхности тела посредством выделения специальной слизи либо фермента (цементаторы), и формы организмов, которые пропускают песчинки или строительный материал через себя, как бы строя из них защитный домик (настоящие строители, например, радиолярии, некоторые фораминиферы).

Доминируют среди породообразователей группы организмов, которые формируют скелет за счет интенсивной секреторной деятельности. Причем у некоторых эта функция наблюдается в течение всей жизни, у некоторых – только до взросления особи, а у некоторых – в определенный период времени. Среди секреторных организмов можно выделить формы инсоматические, когда продуцирующая мягкая ткань расположена внутри скелета, и формы экзосоматические, когда продуцирующая мягкая ткань находится сверху скелетной массы, т. е. скелет расположен внутри мягкой ткани организма. Для чего нужна такая систематизация? Бентосные животные живут на субстрате, на грунте достаточно сложного строения. Контакт скелета или мягких тканей организма с субстратом четко зависит от состояния последнего (уплотненный, рыхлый, сыпучий, скальный, гравелистый и т. д.). То есть состояние грунта зависит от степени его уплотнения и обезвоживания, от характера его однородности и связности, от уровня энергетики бассейна. Последнее сильно влияет на характер замутненности среды, степень абразии грунта, интенсивность биотурбации и т. д.

В условиях компенсационного бассейна скорость понижения дна уравнивается объемом поступающих осадков, и структура субстрата в этом случае наиболее сложная и сильно дифференцированная – от зон литифицированных пород до самых рыхлых и еще

Аглотинирующие организмы		Секретионные организмы											
		Цементаторы	Настоящие строители	Наружной секреции	Vellosiifites губки	Альционарии	Иглокожие	Трилобиты, панцирные и др.	Строматопораты, водоросли и др.	Кишечнополостные, мшанки, гидроидные	Radialites рудисты, брахиоподы гидроидные и др.	Мшанки, водоросли, гидроидные и др.	Книдарии, водоросли, мшанки, археоциаты
Инфузории, Saccatina, полхеты, радиоларии сверлильщик и др.		Наружной секреции		Внутренней секреции		Иглокожие		Строматопораты, водоросли и др.		Кишечнополостные, мшанки, гидроидные		Книдарии, водоросли, мшанки, археоциаты	
Инсоматические		Варгеа, сверлильщик		Каркасный		Расеянный		Сегментный тип		Корковый тип		Инсоматические	
Камерный тип		Спикуловый тип		Сегментный тип		Корковый тип		Камерный тип		Ветвистый тип		Экзосоматические	
												Массивный тип	

Рис. 3. Типы скелетов породообразующих организмов по устойчивости к разрушению и по положению продуцирующей ткани (поясн. см. в тексте).

подвижных осадков. В области некомпенсации отсутствует зона рыхлых отложений. В условиях перекомпенсации, наоборот, рыхлые, слаболитифицированные породы доминируют. В обстановке мощной абразии и биоэрозии преобладают скальные и кластические отложения, которые служат областью питания осадочного материала. Поэтому соотношение скелетной массы организма и его мягких тканей вместе со строением субстрата очень важны, так как контакт конкретной особи либо колонии с той или иной зоной субстрата будет различаться в зависимости от мягкости – твердости этой “постели”.

**Жесткий** тип контакта наблюдается при захоронении *in situ* и инсоматических, и экзосоматических групп, если их скелеты жестко контактируют со скальной либо литифицированной ранее породой. **Полужесткий** контакт скелетных прикрепленных форм отмечается в случае, если субстрат слаболитифицированный либо рыхлый.

**Мягкий** тип контакта характеризуется тем, что в таком же рыхлом или слаболитифицированном субстрате существовали инситные инфаунные бесскелетные формы, или рамозные формы прикрепленного типа, или раковинные организмы, удерживающиеся на грунте посредством “ноги” либо бисуса.

**Временный** тип контакта характеризуется тем, что в разных группах могут существовать формы, которые после гибели распадаются на части или фрагменты (криноидеи, зарывающиеся *Lingula* и др.). Последние могут литифицироваться в пределах места обитания либо выноситься из него водными или воздушными потоками. Однако само место крепления таких организмов может оставлять следы как в мягком слаболитифицированном субстрате, так и на скальном.

Скальный субстрат может быть по составу различным – породным или биогенным. То есть он может состоять из пород, ранее литифицированных, преобразованных, метаморфизованных и т. д., либо представлять собой скелеты отмерших организмов. Последний момент очень важен для диагностики макротекстур и структур горных пород, так как позволяет наблюдать в пространстве соотношение скелетных масс различных породообразующих организмов.

Палеонтолог начинает исследование какой-либо группы организмов (имеются в виду древние формы) с изучения конкретных пород

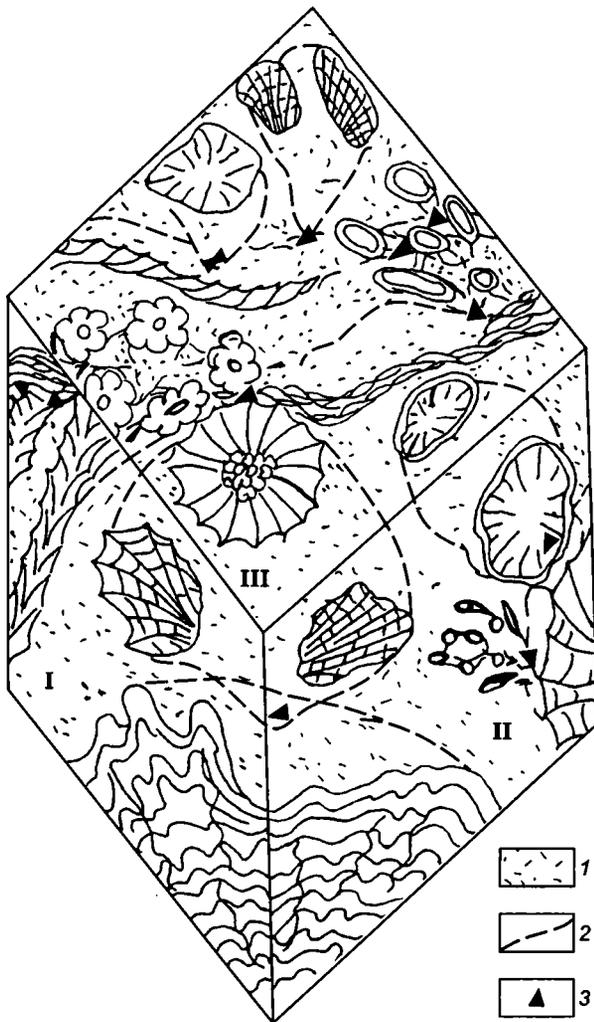


Рис. 4. Диагностика каркасных биогенных структур и варианты интерпретации их на плоскостях I–III (идеализированная схема):

1 – заполнитель каркаса (микрит, биолитокластика, пеллеты, глобиды и др.); 2 – контур скелетных остатков за плоскостью сечения; 3 – место сочленения скелетов.

в обнажениях или исследования керна глубоких скважин. Изучение ориктоценозов и отбор образцов на определенные виды анализов (для различных групп организмов) достаточно индивидуален и не только из-за специфики организмов, но и вследствие уровня профессионализма исследователя и, что очень важно, из-за конечных целей и задач самого палеонтологического исследования. Если ставится цель изучить весь комплекс взаимоотношений организм – среда, причем для древних эпох, то

главными задачами являются следующие (общие и для палеоэкологии в частности):

- определение таксономического состава всего комплекса органических остатков – как макроостатков, так и микроостатков (например, конодонтов, фораминифер и др.);
- восстановление геометрии, формы скелетов породообразующих организмов;
- фиксация и определение типа соотношения скелетов породообразующих организмов и их спутников в пространстве;
- определение структуры и состава породы-заполнителя в межскелетной основной массе;
- наблюдение следов жизнедеятельности, элементов биоабразии, симбиоза, паразитизма и других элементов воздействия организмов друг на друга и на окружающую среду;
- исследование элементов разрушения целостности скелетов, типов скелетов по устойчивости к разрушению, всех процессов постдиагенетической дезинтеграции, синседиментационного воздействия абиотической среды на организмы, роли организмов в образовании осадков;

– наблюдение текстурных особенностей вмещающей палеонтологические остатки породы, характера уплотнения, обезвоживания, вторичной постдиагенетической деформации породы в целом. Последние две задачи чисто биоседиментологические. Для их решения необходимы специалисты высшей квалификации, с глубокими знаниями по литологии, хорошо знакомые с палеонтологией беспозвоночных, обладающие современными знаниями по какой-либо одной группе ископаемых организмов, имеющие хорошее пространственное восприятие, некоторые знания по петрографии, минералогии и геологии осадочных пород, хорошо информированные об экологии и биологии как современных, так и древних и даже вымерших морских организмов. Этим биоседиментология отличается от палеоэкологии.

Подавляющее число геологических построений имеет плоскостной характер, так как большинство геологических моделей выражено в виде карт и схем различного масштаба. Большая часть обнажений чаще имеет плоскостное выражение (скала или ее часть). Даже если геолог имеет дело с объемным объектом, позже он все равно приводит эту информацию в плоскостную форму, вычерчивая карту либо схему в одной плоскости. Так создается плос-

костной “гипноз”, который давит не только при наблюдении конкретных обнажений, но и при конкретных геологических исследованиях, например, при определении геологических, биостратиграфических границ, перерывов и т. д. Так, при определении существенной смены видовых комплексов на биостратиграфическом рубеже часто достаточно одного или двух случаев, а не трех и более, как требуется при объемном мышлении.

При биоседиментологических наблюдениях одним из условий успешного решения указанных выше задач является воспроизведение всех элементов строения наблюдаемых объектов только в объемном виде. К сожалению, мы пока не имеем объемных (голографических) фотографий, но кроме обычных фотографий биогенных структур и текстур (см. фототаблицы), мы демонстрируем зарисовки керн в развернутом виде (см. гл. 9). Керн представляет собой исключение из правил плоскостного восприятия. Однако и в этом случае необходимо пространственное воображение, домысливание формы скелетных остатков, характера сочленения скелетов в пространстве, так как поверхность керна — это та же плоскость, но искривленная.

Интерпретация биогенных структур и их диагностика (рис. 4) зависят не только от способностей, но и от интуиции исследователя. Здесь необходимо умение воссоздать форму скелетов в наблюдаемом объекте, причем основой для таких объемных построений является интерпретация соотношений скелетных остатков на всех взаимоперпендикулярных поверхностях, доступных для наблюдения. Здесь

следует отметить разницу терминов “биогенная структура” и “текстура”.

Структурой породы называется ее свойство или свойство ее части, отражающее состояние минеральных частиц либо органических компонентов по размеру и форме. Например, порода, образованная из целых изолированных скелетов строматопорат с размером ценостеумов от 2 до 10 см, имеет крупносkeletalную однородную структуру типа инфлаутстоуна (объяснение будет дано ниже).

Текстура породы определяется соотношением в пространстве поликомпонентных объектов или агрегатов, другими словами, отдельных частей либо блоков породы, каждая из которых характеризуется мономинеральным или моноструктурным строением.

О диагностике биогенных структур и текстур мы расскажем далее (см. гл. 6). Здесь отметим только, что определение структуры и текстуры делается на конкретном этапе биоседиментологического наблюдения, после решения задачи диагностики таксономического состава породообразователей. Это делается на природных объектах (обнажениях) и дублируется на всех уровнях исследования, при изучении штуфов и шлифов. Очень важно при этом изготовление шлифов по взаимоперпендикулярным сечениям, что дает объемное представление о геометрии скелетов и соотношении их в пространстве, но уже на микроуровне.

Таким образом, объектом исследования биоседиментологии, как самостоятельного научного направления, является индивидуальный организм в его соотношении со средой обитания и его роль в осадочном процессе.

## БИОКОМПОНЕНТЫ В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Биокомпоненты — это все, что остается в осадочном бассейне после жизни организма. Это и мягкие ткани, и твердые скелетные образования, и продукты жизнедеятельности, и следы их воздействия, и даже объем пустотного пространства, которое занимал организм во время жизни. Не все мы можем в равной степени наблюдать в породах, а тем более классифицировать. Последнее возможно только по отношению к скелету — признаку, присущему большинству породообразующих форм. Любой скелетный остаток, как и биокомпоненты вообще, нельзя идентифицировать с обломочной частицей осадочной кластической массы на том основании, что он представляет собой часть организма, ведущую активную либо пассивную жизнь на субстрате, внутри него или в водной среде. Как он сам, так и все продукты его жизнедеятельности в основном инситу, реже уничтожены другими организмами или вымыты из среды обитания. Особенно хорошо вымывается карбонатный ил (результат истирания скелетных остатков, тонкий детритовый материал в областях повышенного энергетического состояния бассейна). Однако перемещение или транспортировка этого “осадочного” материала совершенно (по дальности и механизму) несопоставима с истинными осадками механокластического типа. Таким образом, большинство биокомпонентов в карбонатных породах литифицируется на месте существования организмов либо с точным сохранением прижизненного объема, либо с незначительной его деформацией, либо с небольшим смещением и дезинтеграцией.

Основное отличие биокомпонентов от частиц осадочного процесса состоит в активной роли первых по отношению к пассивной роли вторых. Среди биокомпонентов можно устано-

вить две большие группы — автохтонная и аллохтонная (рис. 5). К аллохтонным биокомпонентам относятся все скелетные образования или их части, перемещенные водной или воздушной средой как в пределах места обитания организмов, так и за пределы этих территорий. Другим важным отличием биокомпонентов считается то обстоятельство, что скелеты породообразующих организмов могут распадаться на части или фрагменты, могут быть жестко связанными (прикрепленными) с субстратом либо со скалой, могут разрушаться под действием волн и т. д. Именно степень устойчивости скелетов к разрушению является главной характеристикой при классификации биокомпонентов. По этому признаку Р.Н. Гинзбург [Ginsburg, 1956] установил шесть типов скелетных образований: массивный, ветвистый, камерный, сегментный, корковый, спикуловый.

**Массивный тип** скелета обычно формируется у колониальных групп организмов. Этот тип скелета является наиболее устойчивым к разрушению и представляет собой изометрические, иногда очень крупные скелетные образования. В качестве примера таких организмов можно привести следующие группы: мшанки (*Fistulipora*, *Tabulipora* и другие массивные формы), большинство известковых водорослей (кораллиновые), шестилучевые кораллы, табуляты, ругозы, гелиолитиды, хететиды, строматопораты, колониальные археоциаты и сфинктозоа, фаретронные, литистидные и диктиональные губки и др. Археоциаты, как и другие группы экзосоматических организмов массивного типа, формировали скелет в процессе роста. Именно форма скелетных образований, особенно в крупных органогенных постройках, является наиболее устойчивой к воздействию среды, даже на гребне рифа в волноприбойной

Характеристики		Автохтон				Аллохтон			
		Целый	Дезинтегрированный			Эрокласты	Глобоиды	Биокласты	
			Скелеты	Фрагменты				осколки	обломки
аллофрагменты	автофрагменты								
Тип скелета	Массивный	⊕	—	—	⊕	—	⊕	⊕	
	Ветвистый	⊕	⊕	—	⊕	—	⊕	⊕	
	Камерный	⊕	—	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	
	Сегментный	—	—	⊕	⊕	—	⊕	↔ ⊕	
	Корковый	⊕	⊕	—	⊕	⊕	⊕	⊕	
	Спикуловый	⊕	—	⊕	—	—	⊕	↔ ⊕	
Размерность, мм	> 100	грубоскелетный	грубоаллофрагментарный	грубоавтофрагментарный	грубоэрокластический	—	грубоосколочный	грубообломочный	
	20–100	крупноскелетный	крупноаллофрагментарный	крупноавтофрагментарный	крупноэрокластический	—	крупноосколочный	крупнообломочный	
	2–20	мелкоскелетный	мелкоаллофрагментарный	мелкоавтофрагментарный	мелкоэрокластический	мелкоглобоидный	мелкоосколочный	мелкообломочный	
	0,03–2	тонкоскелетный	тонкоаллофрагментарный	тонкоавтофрагментарный	тонкоэрокластический	тонкоглобоидный	тонкоосколочный	детрит	
	< 0,03	—	—	—	—	—	?	шлам	
Плотность литификации: 0–30 % — неплотные, 30–70 % — насыщенные, 70–100 % — плотные									
Таксономический состав: монотаксонные—олиготаксонные—политаксонные									
Биогенные структуры и породы		Инфлаут-баундстоун		Инфлаутстоун	Баунд-инфлаутстоун, эрокластический биотурбилит	Пак-грейнстоун, глобоидные, илистые, известняки, викстоун	Руд-флаут-вак-мадстоун, кальцирудиты, калькарениты, кальцисилтиты, кальциллиты		

⊕ Характеристика, присущая данному биокомпоненту      — Характеристика, не типичная для компонента

Рис. 5. Классификация биокомпонентов карбонатных пород.

зоне. Однако в породах уже в литифицированном состоянии все-таки наблюдаются как обломки, так и осколки массивных скелетов, что говорит о высокой энергии среды в области разрушения этих скелетных масс. Иногда последние подвергаются мощному воздействию сверлильщиков и биотурбаторов различного ранга. В этом случае в породе остаются разрозненные, но инситные части массивных скелетов, разделенные полостями и норами, образованными биотурбаторами. Такие части скелетов мы называем эрокластами. Кластический материал из массивных скелетов породообразующих организмов формируется в результате механического разрушения скелетных масс. Причем, если этот кластический материал образовался вследствие дробления и не носит признаков “окатанности” либо истирания грубозернистыми частицами эродирующего потока, такой кластический материал называется осколками. Если он имеет какие-либо признаки механического истирания, трения, окатанности, такой кластический материал называется обломками. Из массивных скелетов образование обломков и осколков — достаточно нечастое явление в петрографии карбонатных пород, что обусловлено не редкостью разрушения массивных скелетных масс в прошлом, а сложностью диагностики этого кластического материала при микроскопическом исследовании органогенных объектов.

**Ветвистый тип** скелета имеют многие колониальные формы организмов: табуляты, гелиолитиды, хететиды, строматопораты, мшанки, ругозы, гидроидные и др. К подобному типу отнесены и листообразные, и кустистые, и даже одиночные формы скелетов на основании того обстоятельства, что они, так же как и ветвистые, столбовидные формы организмов, возвышаясь над субстратом, относятся к одному типу расселения — зарослям. Опосредованное влияние последних на скорость потока, насыщенного осадками, несомненно, так же как очевидна их роль в образовании осадка. В эту группу входят многие ветвистые, кустистые формы водорослей, листообразные (стоящие вертикально) формы мшанок (криптоматы), одиночные археоциаты и сфинктозоа, рецептакулиты и многие другие. Этот тип скелета в достаточно большом объеме поставляет в осадочный бассейн кластический материал и в первую очередь (как и для массивных скелетов) осколки и обломки. Критерием аллохтонности для кластического материала из

ветвистых скелетов является соотношение диаметра ветки и длины фрагмента скелета. Фрагментирование скелетов — это процесс их расчленения в результате различных воздействий среды. Если разрушение скелетов произошло под воздействием штормов, кластика может быть различной: при условии резкого превышения длины фрагмента над диаметром ветки скелета ( $L \gg d$ ) литификация происходит практически в пределах места обитания организмов; при одинаковых размерах ( $d \approx L$ ) кластика литифицируется с элементами транспортировки, и в этом случае можно различать среди них как обломочный, так и осколочный материал. Если длина фрагмента значительно меньше диаметра ветки ( $L \ll d$ ) или скелета (например, одиночной ругозы и др.), то не может быть никаких сомнений в том, что это аллохтон. То же самое относится и к скелетной кластике, если размер последней не превышает размера частиц истинного осадочного материала (например, обломков кварца, пород, полевых шпатов и др.).

Фрагментирование (расчленение) скелетов ветвистого типа может происходить и в момент литификации, и во время уплотнения и обезвоживания субстрата, т. е. в процессе диагенеза карбонатных образований. Захоронение целых скелетов ветвистого и кустистого типов также имеет место, но в очень специфической обстановке. Фрагменты, возникшие в результате захоронения скелетов ветвистого типа (с изменением геометрии первичного объема), называются аллофрагментами, так как перемещены в “осадок” посредством “транспортировки” или смещения первичного пространства. То есть здесь наблюдается своеобразная трансформация, например, ветвистой либо кустистой (вертикально стоящей) колонии в расчлененное скелетное образование с субгоризонтальной ориентировкой аллофрагментов или частей скелета.

В современных океанах некоторые формы морских ежей (цидароиды) и звезд (род *Acanthaster*) уничтожают до одной трети прироста кораллов за 1 год, поставляя в осадок большое количество кластического материала. Такой материал резко отличается по форме (особенно морфологии краев частицы) и размерам частиц (диаметр веточки меньше или близок к длине фрагмента) и называется эрокластами. Мы не знаем видового и родового состава аналогичных биотурбаторов в далеком геологическом прошлом, но то, что они существовали,

несомненно, так как существенная часть кластического материала в обстановке обитания зарослей состоит именно из эрокластики. Присутствие биотурбаторов подтверждается и другими признаками, например: наличием фактов сверления в скелетных остатках массивного типа, биоабразии субстрата или основной массы породы и т. д.

К **корковому типу** скелета отнесены все группы фауны и флоры, которые образуют пленочные, пластинообразные, корковые, уплощенные, лежащие дисковидные и подобные формы скелетов. Например, среди водорослей к этой группе могут быть отнесены *Osagia*, *Coactilum*, *Girvanella*, *Calcifolium*, *Antracoporella*, *Ungderella* [Маслов, 1956] и многие другие роды багряных, зеленых и синезеленых водорослей. Из мшанок наиболее распространены виды *Cheilostomata* [Друшиц, 1974], формирующие пленочный и корковый скелеты. Образующую субстрат форму скелетов образуют многие виды и роды древних кишечнополостных: табуляты, хететиды, строматопораты, гелиолиды. Некоторые “кустистые” колонии организмов также можно отнести к этой группе породообразующих, так как они формируют оригинальные сетчатые скелетные образования, стелющиеся по субстрату. Функционально они идентичны корковым формам скелетных образований, потому что аналогичным способом закрепляют слаболитифицированный субстрат.

Обломки и осколки скелетов коркового типа образуются значительно реже, чем из ветвистых, разрозненных форм, так как они в редких случаях подвергаются мощному разрушающему воздействию штормовых форм. По степени устойчивости к разрушению этот тип скелетов является одним из самых устойчивых, особенно в областях с большой плотностью захоронения корковых скелетов. Фрагментация скелетов коркового типа — значительно более распространенное явление, причем происходит она при неравномерном уплотнении и обезвоживании субстрата с образованием аллофрагментов и достаточно часто наблюдается в рифовых ориктоценозах. В этом случае аллофрагменты практически являются инситными, т. е. возникшими на месте жизнедеятельности организма. Этим они отличаются от аллофрагментов ветвистых скелетов. Критерием аллохтонности кластического материала из скелетов коркового типа является отношение размеров кластов к толщине пластины, корки,

диска и др., а также к диаметру частиц осадочного процесса (кварца, полевого шпата, пород и т. д.). Пропорции такие же, как и для ветвистых скелетов. Особо сложная диагностика аллохтонности отмечается для тех организмов, которые, обладая пленочной, корковой, обрастающей формой скелетов, формируют округлые образования: онколиты, желваки багряных водорослей, гирванелловые постройки, онколиты *Osagia* и т. п. Такой тип биокомпонентов называется глобоидами. В эту группу входят все скелетные образования (до 2 см) округлой формы, сформированные водорослями различного габитуса и состава, копролитами, карбонатной проблематикой неясной систематической принадлежности, но шаровидного габитуса, все кальцитовые образования бактериального(?) и цианобактериального генезиса. То есть к глобоидам отнесены остатки органического (в большей части) происхождения изометрической формы, образовавшиеся, скорее всего, в подвижной среде посредством перекачивания по субстрату. Это не относится к планктонным формам организмов и водорослей, но динамический аспект происхождения имеется несомненно. Последнее относится и к глобоидам, образованным нитчатыми, пленочными и корковыми водорослями. Однако аллохтонность четко здесь определить не удастся, особенно для гроздевидных и жесткоприкрепленных форм, хотя и для тех, и для других элемент перекачивания по дну часто устанавливается однозначно.

Эрокласты из скелетов коркового типа формируются в результате активной деятельности биотурбаторов (типа камнеточцев). Так как большинство продуктов жизнедеятельности биотурбаторов остается на месте литификации корковых скелетов, формируются своеобразные инситные эрокластиты либо эрогермные структуры (если сверлильщики имеют собственные скелетные образования).

**Камерный тип** скелета образуют такие организмы, как брахиоподы, моллюски, фораминиферы, остракоды, некоторые трубкожилы: форониды, серпулиды, филлоподы и др. В зависимости от образа жизни скелеты камерного типа могут захороняться либо целиком, либо отдельными створками, либо их частями, и названия биокомпонентов, соответственно, будут совершенно различными. Например, среди них есть группа жестко прикрепленных к субстрату форм: *Crania*, *Strophalosia*, *Prorichthofenia*

(прикрепленные одной створкой) из брахиопод; *Balanus* и *Lepas* среди усонюгих ракообразных; *Ostrea* из устричных моллюсков; рудисты. При жестком контакте этих форм с грунтом после гибели организма захороняется одна створка в прижизненном положении. То есть расчленение или фрагментация скелетов происходит сразу же после уничтожения мягкой соединительной ткани (бисуса и т. п.), связывающей части скелета. При литификации последних они разобщены в пространстве, но часто могут наследовать первичный объем и форму ранее занимаемого пространства. Такие биоконпоненты называются автофрагментами. Особенно типично автофрагментирование для скелетов сегментного типа.

Прикрепленные формы фораминифер захороняются целыми раковинами, часто в инситуном положении, а их планктонные формы неотличимы, особенно при перекристаллизации, от глобидов по типу литификации. То есть, падая на дно (после гибели организма), эти раковины перекатываются по нему в мелководных зонах шельфа точно так же, как и все группы мелких скелетных образований шаровидной, овальной, изометрической форм.

Как и все группы скелетов, раковинные организмы подвергаются воздействию камнеочцев, т. е. биотурбаторов. При отсутствии дополнительных следов (например, собственного скелета биотурбаторов на раковинах) отличить эрокластический материал от раковинного детрита и осколков раковин (образовавшихся в результате волновой механической деструкции) практически невозможно. Термин “детрит” мы используем только для обломков скелета раковинных организмов и только для определенной размерности — 20 мм. Детрит — это уже частица или часть обломочного материала, имеющая четкие следы механической обработки и по размеру близкая к размерности крупного арениста — мелкого гравия, т. е. к частицам настоящего осадка.

Как и для предыдущих типов скелета, для образований, сложенных целыми, не разрушенными раковинами, захороненными на месте обитания, используется термин “скелетный—камерный”, для корковых форм — “скелетный—корковый” и т. д. Например, створки зарывающихся брахиопод *Lingula* сохраняются часто в прижизненном положении, а для свободно лежащих продуктид характерен, наоборот, весь спектр биоконпонентов — от целых скелетов в инситуном положении до обло-

мочных разностей, сопровождаемых комплексом тонкой и мелкой биокластики (до шлама).

**Сегментный тип** скелета характеризуется тем, что состоит из минеральных частей (или сегментов), соединенных мягкой органической тканью. После литификации последняя разрушается, оставляя на месте захоронения разрозненные целые, не разрушенные части скелета. Такие части скелетов называются автофрагментами, как и при захоронении скелетов камерного типа. Поэтому для организмов со скелетом сегментного типа невозможно захоронение *in situ* с сохранением прижизненного пространства. Этот тип скелета представляет собой источник кластического материала различной природы. Самое лучшее, что можно наблюдать в местах обитания таких организмов, — это закономерно расположенные в породе автофрагменты или сегменты их скелетов, несколько деформированные (перемещенные) в результате уплотнения и обезвоживания. Такой тип скелета характерен, например, для иглокожих, панцирных моллюсков (*Loricata*), трилобитов, для членистых красных водорослей (*Halimeda*) и др.

Эрокластический материал, образованный воздействием биотурбаторов на скелеты сегментного типа, отличается от обычной кластики эрозионным характером поверхности, изрезанностью границ элементов скелета, литифицированных в породе. При этом осколочный и обломочный биоконпоненты внешне практически не отличаются от автофрагментов. Критериями степени аллохтонности кластического материала из скелетов сегментного типа (даже несмотря на близость их размеров к размерам основных частиц осадочного процесса) являются: хаотичность их захоронения; наличие осколков различного размера из одного и того же сегмента; присутствие шлама, образованного при механическом истирании этих скелетов.

Многие элементы скелетов, например, членистых красных водорослей, могут транспортироваться на большие расстояния посредством турбидитных(?) потоков практически без механической обработки. Поэтому в некоторых случаях диагностика биоконпонентов почти невозможна без анализа других сопутствующих групп ископаемых организмов. Захороняясь на мелководном шельфе в подвижной среде среди глобидов, части скелетов сегментного типа (например, членики криноидей) могут обволакиваться нитями багранных

водорослей и цианобактерий, образуя крупные (до 2 см) желваки-глобиды полигенной природы.

**Спикуловый тип** скелета – самый неустойчивый по отношению к разрушающему воздействию воздушной или водной среды. Скелет, как обычно, внутренний и состоит из известковых (либо кремнистых) спикул или игл, погруженных в мягкую органическую ткань (мезогля). Такой тип скелета характерен для губок, восьмилучевых кораллов, сфинктозоа, кембрийских *Wiwaxia* (Metazoa), для голотурий и оболочников [Друщиц, 1974].

В редких случаях захороненный на месте жизнедеятельности организма этот тип скелета литифицируется с сохранением прижизненного объема и положения элементов скелета в первичном пространстве. Чаще это наблюдается в случае спаянности спикул (фаретронный скелет), например, для известковых губок и сфинктозоа. Сами спикулы состоят из опала, иногда с добавлением спонгина (при захоронении разрушается) для губок, или являются известковыми (для альциопарий, сфинктозоа и других групп), поэтому после гибели организма в “осадок” поступает большое количество элементов скелета, среди которых определить тип биокомпонентов или кластики не просто. Мелкие спикулы кремнистого состава могут транспортироваться на очень большие расстояния во взвешенном состоянии, без каких-либо следов разрушения или обработки. Поэтому определить среди них обломки или осколки по характеру расчлененности нельзя. Зато это возможно (в какой-то степени) для известковых спикул, так как даже во взвешенном состоянии истирание для этих частиц всегда имеет место. Это доказывается наблюдением спикул в спонголитах, где встречаются и деформированные и разрушенные их части одновременно с наличием тонкого пелитового (<0,3 мм) карбонатного осадка или шлама.

Диагностика “скелетов” и автофрагментов как биокомпонентов для спикуловых организмов не представляет сложности, так как жесткий фаретронный диктиональный либо литистидный (для губок) скелет захороняется на месте жизнедеятельности и расчленяется на автокомпоненты после неравномерного уплотнения, обезвоживания вмещающих осадков. Наличие эрокластов для этого типа скелетов не фиксировалось никогда, возможно, только потому, что участки захоронения скелетов спикулового типа представляют собой “колючую

проволоку” или ловушку для всякого рода сверлильщиков и биотурбаторов.

Таким образом, в составе основных биокомпонентов выделяется пять групп (см. рис. 5): скелеты, фрагменты скелетов, эрокласты, глобиды и биокласты. Среди фрагментов устанавливается два вида – аллофрагменты и автофрагменты, различающиеся по характеру расчленения при захоронении. Аллофрагменты образуются в результате механического разрушения на месте захоронения, автофрагменты – вследствие разрушения мягкой ткани, соединяющей части скелетов (для камерного, сегментного и спикулового типов). Среди биокластов выделяется два вида – осколки без признаков переноса и обломки с элементами транспортировки. Биокласты – это аллохтон, а скелеты, фрагменты и эрокласты являются автохтонными биокомпонентами. Глобиды могут быть и аллохтонными, т. е. перемещенными внутри места обитания организмов и за его пределы, и автохтонными, т. е. находящимися на месте проживания организма. В последнем случае фиксируются признаки их связности или агрегатное их захоронение (гроздевидный тип либо грейпстоуны).

В большинстве зарубежных классификаций карбонатных пород [Folk, 1959; Danham, 1962; Уилсон, 1980; Гринсмит, 1981] отсутствует размерность (кроме классификации механокластических пород) биокомпонентов, плотность захоронения и таксономический состав. Основываясь на большой статистике наблюдений биокомпонентов в шлифах, штуфах, обнажениях и на особенности влияния скелетов на скорость осадконасыщенного потока, мы предлагаем следующую шкалу размерности:

100 мм для грубых разностей различных биокомпонентов;  
20–100 мм для крупных;  
2–20 мм для мелких;  
0,03–2 мм для тонких;  
<0,03 мм для илестых компонентов породы.

Величина 0,03 мм – граница для карбонатного ила, принятая большинством исследователей, занимающихся изучением карбонатных пород, а 2–20 мм – размерность, обычная для глобидов. Конечно, есть глобиды и мельче, и крупнее, но преобладает все-таки эта размерность, которая представляет собой как бы границу между аллохтонным и автохтонным материалами. Но есть и исключения, на-

пример, прикрепленные фораминиферы, захороненные *in situ*, могут иметь размеры существенно меньше 2 см. Граница в 10 см (между крупными и грубыми разностями) определяется на основании активного влияния скелетов на скорость осадконасыщенного потока. Скелеты высотой более 10 см образуют на дне определенный рельеф, который является барьером для задержания аллохтонного материала. Чем выше постройка, тем больше эффект понижения скорости потока и, соответственно, осаднения аллохтона.

Для тонких обломочных частиц (<2 мм) мы используем термины “детрит” и “шлам”. Термин “детрит” применяется для обломков размерами от 2 до 0,03 мм. В основном этот термин используется для скелетов камерного типа. Мы никогда не наблюдали обломков такой размерности из скелетов массивного, ветвистого и коркового типов. Однако детрит из скелетов сегментного и спикулового типов возможен, хотя диагностика его в этих случаях крайне затруднительна. Шлам – это илистый карбонатный материал, возникший в результате истирания скелетов карбонатного состава. Диагностика его возможна только при наличии всех компонентов процесса истирания, т. е. скелетов, их осколков и обломков различной размерности (до 0,03 мм и мельче).

Для характеристики плотности захоронения и литификации используются три градации: от 100 до 70 % – плотные, от 70 до 30 % – насыщенные, менее 30 % – неплотные. А 30%-й рубеж выбран потому, что в этом случае большинство скелетов имеет тенденцию к сочленению в пространстве. Происходило ли сочленение при жизни либо возникло в момент захоронения или свала – это решают биоседиментологи, но то, что это значимый признак

для карбонатных образований вообще, очевидно. Здесь также есть исключения, например, корковые скелеты могут создать жесткую конструкцию даже при 10%-м присутствии их в объеме породы. Но этот случай очень редкий в геологической истории и исключителен в фациальном анализе. При 70%-м наличии скелетов в объеме пород контакты их не только не случайны, а четко закономерны, в подавляющем числе случаев обусловлены прижизненным обрастанием, прижизненным жестким контактом скелетов. Объекты со скелетами от 70 до 100 % редко представляют собой аллохтонные захоронения или “свалы” скелетов различного типа. Намного чаще эти объекты являются прижизненными захоронениями организмов с высокой биологической продуктивностью и интенсивной скелетообразующей деятельностью.

Таксономический состав породообразующих биоконпонентов может быть таким разнообразным, что часто перечислить их невозможно. Поэтому мы остановимся на градациях, отражающих характеристику состава: монотаксонные, олиготаксонные (два вида компонентов) и политаксонные (много групп породообразователей). Для монотаксонных и олиготаксонных разностей можно использовать таксономию породообразующих организмов, например: коралловый насыщенный рамозный крупноскелетный инфлаутстоун; криноидно-брахиоподовый ненасыщенный камерно-сегментный, крупно-мелкоскелетный флаутстоун и т. д. Последовательность определения также важна при биоседиментологических наблюдениях. Рекомендуется сначала указывать состав, затем плотность захоронения, размерность и тип биоконпонентов, доминирующий тип скелета и только потом собственно биогенную структуру породы.

## РОЛЬ ОРГАНИЗМОВ В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

Геологи и литологи при изучении карбонатных пород нередко не учитывают роль организмов в их образовании. Морские донные организмы, прикрепляясь к субстрату, интенсивной секреторной деятельностью часто создают на дне скелетные образования наподобие заградительных барьеров, что существенно влияет на изменение скорости потока, а значит, и на осаждение взвешенного в нем материала. Организмы активно воздействуют на грунт: уничтожают первичную слоистость осадка, нарушают структуру зерен, измельчают и растворяют материал, образуют трубки и норы, вносят фекалии, способствуют началу цементации, обесцвечивают осадки, уменьшают или увеличивают содержание органического вещества, влияют на ход диагенеза.

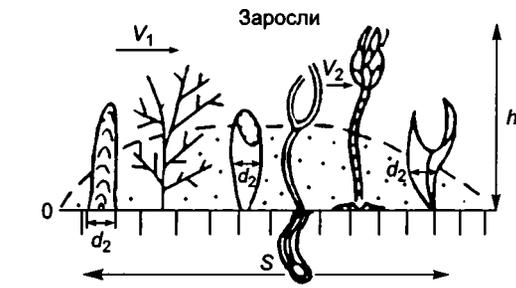
Любой поток, нагруженный осадками, имеет определенные характеристики, например, конкретную скорость потока ( $V_1$ ) и средний диаметр переносимых частиц ( $d_1$ ). Другие характеристики пока опустим, так как указанные имеют первостепенное значение в литификации скелетов различного типа (рис. 6). Хотя, например, плотность насыщения потока частицами, энергетическая мощность и неравномерность распределения частиц в объеме также имеют большое значение в процессе деструкции субстрата. Однако мы не сможем в должной степени учесть все характеристики, поскольку имеем дело с погребенными системами прошлого, пытаюсь реконструировать динамику литификации по “кладбищам” органических остатков.

Главная задача биоседиментологии — *анализ и реконструкция динамики литификации, восстановление древних палеосистем породообразующих организмов в их активной взаимосвязи со средой*, а не только исследование роли организ-

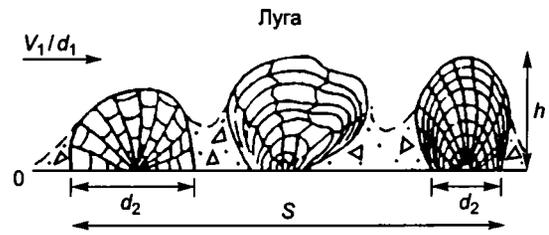
мов в осадочном процессе. Это и есть последовательный путь к достижению основных целей и решению задач биоседиментологии.

Наблюдая в течение 30 лет различные биофашии организмов в обнажениях и в керне скважин, мы пришли к выводу, что по типу расселения (кроме нектонных и инфантных биофаший) можно выделить пять групп: заросли, луга, тампы, поля и фарины. Последний тип расселения характеризуется доминированием свободно лежащих на субстрате форм (онфауна) и в осадочном процессе является источником кластического и скелетного материала. Первые четыре типа расселения породообразующих организмов активно влияют на процесс образования осадка.

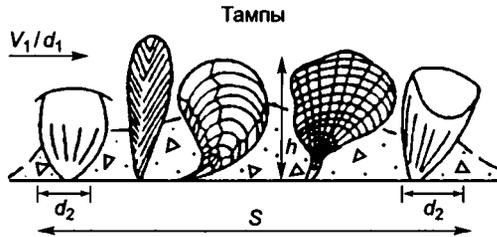
Заросли — это группа временно-, мягко- и жесткоприкрепленных к субстрату форм породообразующих организмов с кустистым и ветвистым типом скелетов, одиночных столбовообразных форм (кишечнополостных, водорослей, стеблевых форм криноидей и др.), мягкоприкрепленных организмов, альционарий, панцирных и брюхоногих моллюсков и т. д. Вся эта система существует вертикально, достаточно сильно возвышаясь над субстратом, эффективно воздействуя на скорость осадконасыщенного потока. Она задерживает поток, литифицируя осадок, т. е. действует как настоящая преграда. Здесь надо отметить, что влияние типа расселения (заросли) на осаждение частиц и формирование осадка на грунте — это опосредованное влияние (через изменение скорости потока); прямое же назначение любого типа расселения, как и отдельного организма, состоит в его секреторной жизнедеятельности и образовании скелета либо в продуцировании мягкой органической биомассы.



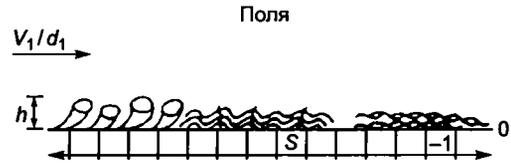
При  $S \gg h$  и  $V_2 < V_1$ :  
 $d_1 \ll d_2$  – литификация  $d_1$ ,  
 $d_1 \geq d_2$  – разрушение зарослей и разнос биокластов



При  $S \gg h$ :  
 $d_2 \gg d_1$  – литификация  $d_1$ ,  
 $d_1 \leq d_2$  – волновая абразия,  
 $d_1 \geq d_2$  – образование осколков и механический разнос



При  $S \gg h$ :  
 $d_1 \ll d_2$  – литификация  $d_1$ ,  
 $d_1 \leq d_2$  – деструкция контакта и образование осколков,  
 $d_1 \geq d_2$  – механический разнос



При  $S \gg h$ :  
 $d_1 \ll h$  – литификация субстрата (-1),  
 $d_1 \geq h$  – образование аллофрагментов и волновая эрозия субстрата

Поток:  $V_1$  – скорость,  $d_1$  – осадок

Динамика литификации

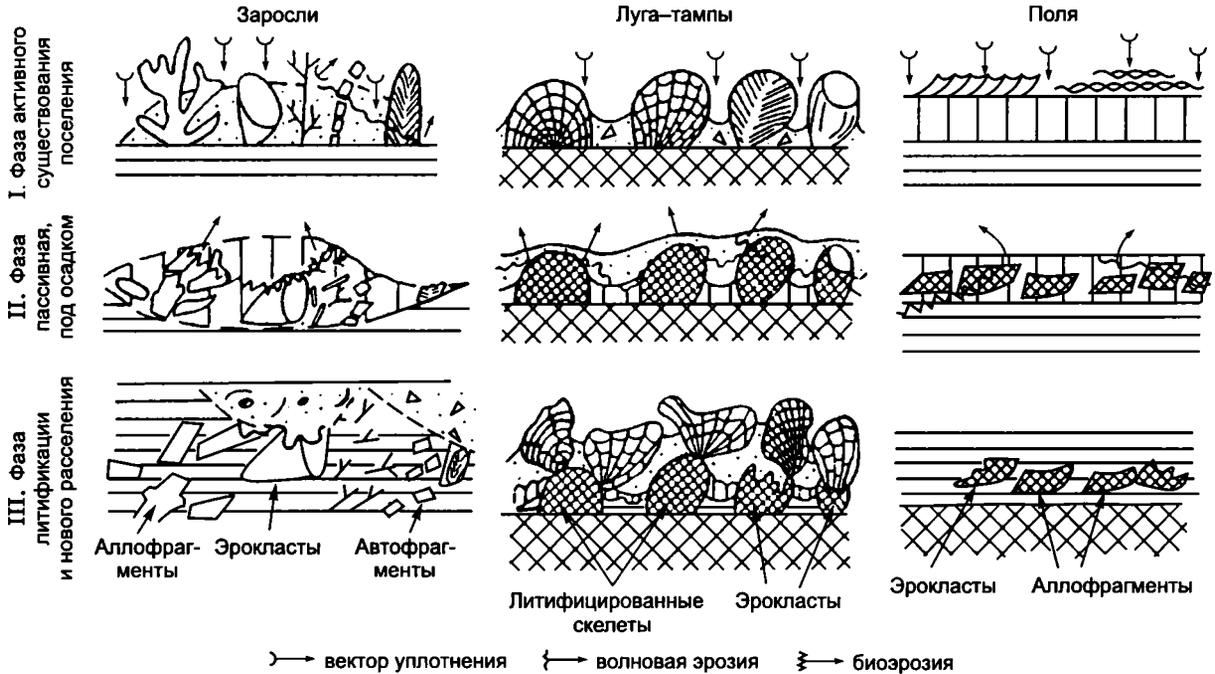


Рис. 6. Динамика литификации и роль организмов в образовании осадка.

Лука и тампы характеризуются жестко-прикрепленным контактом породообразующих организмов и субстрата, но отличаются друг от друга типом сочленения скелетов между собой, а также скелетов и субстрата. Для первого типа расселения участок прикрепления к субстрату по размерам ( $d_2$ ) соизмерим с высотой ( $h$ ) скелетных образований, а часто — близок к поперечнику скелетов. Для тампов, наоборот, поперечник колоний или скелетов существенно больше участка прикрепления, но намного меньше размера самого поселения ( $S$ ) породообразующих организмов.

Поля — жизненная форма организмов, где доминирует жесткоприкрепленный тип контакта, а участок прикрепления скелетов существенно больше высоты скелетного образования и может охватывать почти всю территорию поселения. Это наиболее устойчивая к разрушению форма расселения организмов. Ее роль не только в сохранении собственных скелетных образований, главная ее функция — в стабилизации подвижного нелитифицированного осадка, находящегося под скелетами корковой, ветвящейся, пленочной, обрастающей и подобных форм.

В трех последних типах расселения организмов, а именно в лугах, тампах и полях, резко преобладают жесткоприкрепленные формы породообразователей: брахиоподы (например, *Crania*, *Strophalosia*, *Prorichthofenia*), мшанки, рудисты (*Ostrea*, *Spondylus*, *Hippurites*), кишечнополостные, археоциаты, сфинктозоа, рецептакулиты, фораминиферы, строматолиты, водоросли (кораллиновые, бурые, красные) и др. Но здесь дело не в таксономическом составе породообразующих организмов, а в форме их скелетов, выработавших в коадаптивных взаимоотношениях друг с другом морфологически близкие приспособления (по геометрии, типу скелетов, интенсивности секреторной деятельности и т. д.). Положение продуцирующей (скелет) мягкой ткани для всех типов расселения очень важно. Например, для такого типа, как поля, если мягкая органическая ткань находится сверху скелета (на границе субстрат-водная среда), то даже незначительный объем осадка при большой скорости может, как рашпиль, содрать эту мягкую ткань, а при уменьшении скорости и выпадении осадка просто засыпать поселение обрастающих организмов, что чаще всего приводит к гибели последних или к литификации части скелетных образований. В какой-то мере это относится и к такому типу расселения, как луга, где продуцирую-

щая (скелет) мягкая ткань может мигрировать в пространстве, оставаясь все время в верхней части скелетного рельефа при засыпанных нижних частях скелетных образований. Тампы более приспособлены к поступающему объему осадочного материала: наличие узкого перешейка или скелетного “якоря” в нижней части колониального организма дает возможность сформировать широкую “крону” скелетных образований в верхней ее части и функционировать достаточно долго в условиях обильного осадконакопления. Заросли с расположением продуцирующей ткани в верхней части скелетов еще лучше адаптированы к обилию осадочного материала, но при достаточно низких скоростях осадконесущего потока. При высоких скоростях ( $V_1 \gg V_2$ ) последнего заросли просто разрушаются, поставляя биокластику и аллофрагменты в аллохтонные захоронения.

Мы можем определить, будут эти четыре типа расселения литифицироваться или разрушаться, зная некоторые важнейшие параметры систем (площадь расселения  $S$ , поперечник скелетов  $d_2$ , высота поселения  $h$ ) и зная характеристики осадкообразующего потока (медианный поперечник среднестатистического зерна во взвеси  $d_1$  и скорость потока  $V_1$ , удерживающую осадок во взвешенном состоянии). На основе соотношений всех характеристик среды в двух состояниях (биологическом и абиотическом) и делаются выводы о возможности литификации осадка, о разрушении поселений и формировании аллохтонного захоронения, об абразии мягкой ткани или абразии собственно скелетов, о возможности механического разноса и разрушения не только поселений, но и субстрата. Интенсивность разрушения последних непосредственно зависит от мощности потока, объема взвешенного материала, крупности зерна или частиц в потоке. Например, поток переносящих частиц гравийно-галечниковой размерности почти уничтожает заросли породообразующих организмов, в какой-то степени травмирует тампы, но практически не оказывает воздействия на луга, почти не травмирует поля (только уничтожает мягкую ткань организмов). Однако для полей наиболее опасным является плотный мелко-тонкозернистый поток с остроугольными частицами, который действует на большой скорости, как рашпиль, уничтожая не только мягкие скелетопродуцирующие ткани организмов, но и сами скелеты, и даже сильно уплотненный литифицированный осадок.

Осаждение взвешенных частиц в зарослях начинается в тот момент, когда скорость внутри поселения  $V_2$  резко падает по отношению к скорости потока  $V_1$  вне поселения. А разнос биокластов начинается в том случае, если диаметр частиц существенно превышает поперечник ( $d_1 \gg d_2$ ) ветвистой колонии или диаметр стеблей криноидей, раковины мягкоприкрепленных моллюсков и др.

Эффект торможения потока в лугах не очень сильный, но при больших размерах поселения ( $S \gg h$ ) осаждение частиц может происходить даже при повышенной крупности последних (соизмеримой с диаметром скелетов). Разрушение же самого поселения практически невозможно. Так, при равных размерах скелетов и частиц ( $d_1 = d_2$ ) они будут просто перекачиваться друг через друга, ликвидируя мягкую скелетопродуцирующую ткань. При размерности частиц, превышающей поперечник скелетов ( $d_1 \gg d_2$ ), будет происходить лишь откалывание частей скелетов и формирование аллохтонного осколочного материала.

Здесь следует отметить один существенный момент — абразию мягкой скелетопродуцирующей ткани. В результате волновой абразии обнажается скелетное образование, т. е. освобождается поверхность для новых поселений породообразующих организмов. Создается сочленение скелетов в пространстве. Чем интенсивнее абразия (выше энергетический уровень среды), мощнее деструкция субстрата и даже скелетных образований, тем чаще происходит сочленение скелетов, их обрастание друг другом, тем плотнее ориктоценоз — прижизненное “заполнение” биотического объема. Этот признак очень важен, так как по его наличию и по типам сочленения скелетов мы диагностируем биогенные структуры пород, уровень энергетического состояния среды. Прижизненные сочленения скелетов без абразии мягкой скелетопродуцирующей ткани наблюдаются только у организмов, сосуществующих в симбиозе друг с другом либо в паразитических отношениях. Характер сочленения скелетов возможен для всех четырех типов расселения организмов (зарослей, лугов, тампов и полей). В зависимости от типов расселения и контакта скелетов в пространстве различают типы биогенных структур (см. гл. 6).

Торможение потока тампами более эффективно, чем лугами. Несмотря на приспособленность этого типа расселения к привносу обильного осадка, он менее устойчив в усло-

виях повышенной скорости потока и начинает разрушаться при условии, если диаметр частиц не только соизмерим с поперечником скелетов, но и меньше последнего. Скелетный “якорь” у большинства организмов, сосуществующих совместно в таком типе расселения (тампы), под давлением плотного потока разрушается, и скелеты, перекачиваясь по дну, сами становятся агентами деструкции для других соседних типов расселений. Особенно страдают от такого типа воздействия заросли. Так как высота тампов может быть значительной (такой же, как в зарослях), то выпадение осадка начинается в момент изменения скорости внутри поселения ( $V_2 \ll V_1$ ).

Такой тип расселения, как поля, не влияет на изменение скорости осадконасыщенного потока, а значит, опосредованно не влияет на процесс осаждения материала, однако он эффективно воздействует на закрепление нелитифицированного осадка. Кроме того, обрастание субстрата может происходить и на горизонтальной поверхности (см. рис. 6), и на поверхностях, имеющих собственный рельеф, который тоже может служить барьером для плотных потоков. Обычно крупные колонии обрастающих организмов не могут справиться с большим объемом осадка. Поэтому литификация начинается в тех участках колоний, где мягкая скелетопродуцирующая ткань просто погибает, а скелетообразование продолжается в тех зонах колоний, где организм эффективно освобождается от излишнего объема осадочного материала. В обнажении мы часто наблюдаем достаточно причудливые в пространстве скелетные образования из корковых форм, иногда даже одного и того же вида. Разрушить, например, пластообразные скелетные построения практически невозможно. Трудно даже представить, какой энергией должен обладать разрушающий поток, какие частицы ( $d_1 \gg h$  и  $\gg S$ ) он должен переносить, чтобы превратить в кластику этот тип расселения! Однако при литификации комплекс скелетов такого типа поселения, как поля, является самым уязвимым. Дело в том, что простая конседиментационная, в частности, син- и постседиментационная деформация типа уплотнения и обезвоживания осадка приводит к дезинтеграции корковых скелетов на части или аллофрагменты (см. рис. 6). При отсутствии микротектоники уплотнения скелеты захороняются *in situ* в прижизненном состоянии, с сохранением первичной геометрии простран-

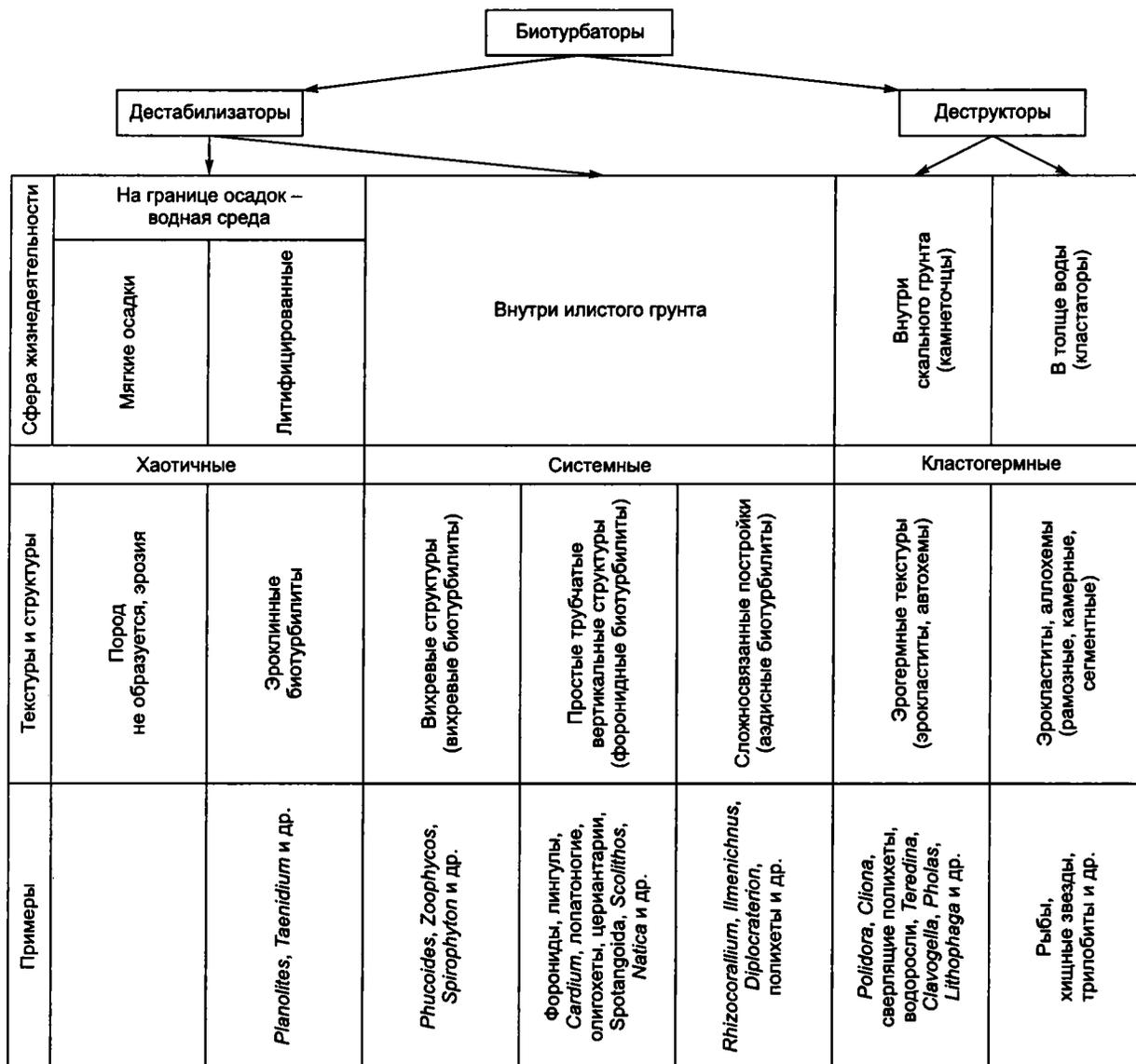


Рис. 7. Биотурбаторы и их роль в пороодообразовании.

ства. Последнее очень характерно для лугов и тампов, так как большинство этих типов расселения переходит в литосферу с сохранением первичных характеристик среды.

Сложнее всего с литификацией биокомпонентов такой жизненной формы, как заросли. Захоронение скелетов ветвистого или кустистого типов целиком происходит достаточно редко и в очень специфической обстановке. Чаще всего, рамозные формы, например, кишечнополостных, разрушаясь под воздействием среды в пределах местообитания, попадают в субстрат при неравномерном уплотнении, при этом скелеты ломаются, поставляя в по-

роду аллофрагменты. Автофрагменты скелетов остаются после захоронения криноидей и камерных форм организмов при разрушении соединяющих их мягких тканей или связей.

Роль биотурбаторов в осадочном процессе огромная. Они активно воздействуют на мягкий, литифицированный и даже скальный (камнеточцы) грунт. Результат их деятельности в наличии огромного кластического материала, различного по составу и механизму образования (рис. 7). Все биотурбаторы разделяются на четыре группы по области жизнедеятельности: на границе осадок–водная среда; внутри илистого субстрата; внутри скального

грунта; в толще воды. Жизнедеятельность бульдозеров на границе субстрат–водная среда в области мягких нелитифицированных отложений имеет негативный результат: осадков здесь не образуется и следов практически не остается, весь объем мягкого осадка поступает обратно в водную среду (биологическая турбулентция). Группа активных биотурбаторов на поверхности субстрата (фильтраторы – грунтоеды и илоеды, перекачивающиеся, собиратели, блуждающие, детритофаги, например, *Palaeocosabella*, *Annelida*, трилобиты) в результате жизнедеятельности перемешивает верхнюю часть слаболитифицированного субстрата, нарушая гравитационную дифференциацию осадка и создавая оригинальные структуры, которые мы называем эроклинными (см. рис. 7; табл. I, фиг. 1).

Большая часть биотурбаторов активно внедряется в илистый грунт, существуя как трубкажиры (например, полихеты, *Cloudinidae*, форониды) или зарывающиеся со скелетом камерного типа (брахиоподы – *Lingula*, *Mia*, *Solen*, *Nukula* и др.), некоторые из них являются илоедами (аннелиды, *Zoophycos*, *Spirophyton* и др.) и оставляют за собой серию каналов, которые, располагаясь в определенной закономерности, формируют своеобразные вихревые структуры (см. рис. 7). Некоторые из них образуют сложносвязанные построения или норы с перемычками (*Rhizocorallium*, *Pmenichnus*, *Diplocraterion*, некоторые полихеты). Все эти биотурбаторы, существуя в грунте, конечно, разрушали все биокомпоненты, захороненные в субстрате (первая группа биотурбаторов). Камерные формы биотурбаторов захоронялись *in situ*, полностью сохраняя все прижизненные параметры среды (вторая группа биотурбаторов). Сложно построенная система нор с перемычками, по-видимому, представляла (по Р.Ф. Геккеру [1980]) норы-убежища бесскелетных беспозвоночных типа зарывающихся активных сестонофагов. Биотурбаторы с функцией илоедов иногда полностью ликвидируют первичную стратификацию осадка, создавая свою систему биогенных структур. Этот тип биотурбаторов не только создает определенные структуры, но и резко изменяет осадок: обесцвечивает, измельчает его, пропуская через свой желудок, изменяет состав, добавляя продукты переработки и отходов жизнедеятельности, а в случае гибели и органический материал. То есть в участках жизнедеятельности биотурбаторов практически всех типов меняет-

ся и состав, и структура, и даже текстура переработанной породы.

Группа биотурбаторов, жизнедеятельность которых обычна внутри скального грунта, объединяет сверлящих растений и животных, например: из губок – это *Cliona*, которая поселяется на скелетах кораллов и моллюсков, из двустворчатых моллюсков – это *Pholas*, *Lithophaga*, *Teredina* и *Clavagella*, которые растворяют известковый скелет или породу, выделяя кислоту, и внедряются в породу, из сверлящих полихет – это *Polydora* и т. д. При захоронении биотурбаторов этой группы в пределах места их жизнедеятельности биоседиментолог наблюдает обызвествленные трубки полихет *in situ* (скелеты), разобщенные створки в пределах места захоронения (аллофрагменты камерного типа) скелетов раковин и моллюсков. Кроме этих автохтонных элементов наблюдается эрокластический материал, оставшийся в породе после энергичного воздействия биотурбаторов на скальный грунт.

Жизнедеятельность биотурбаторов в толще воды заключается в переработке мягких и скелетных тканей таких групп порообразующих организмов, как кораллы, криноидеи, губки, водоросли. В роли таких биотурбаторов могут выступать рыбы, ежи, хищные звезды, возможно, к этой группе относились и трилобиты. Например, *Acanthaster* и цидароиды из ежей уничтожают более одной трети прироста кораллов за 1 год, а первого вообще называют кораллоедом. Так как в результате деятельности этих биотурбаторов в осадок поступает огромное количество кластики, то их логичнее назвать кластаторами, т. е. поставляющими кластику, а точнее, эрокластику. В качестве объектов для такой деятельности в прошлом служили организмы со скелетом сегментного (например, криноидеи), камерного (бивальвии) и разветвленного (ветвистые кораллы) типов. Соответственно, морфология, размерность, авто- или аллохтонность зерен эрокластического материала будут совершенно различными в зависимости от типа скелетов.

Анализируя состав и особенности деятельности биотурбаторов, среди них можно выделить две большие группы: 1) дестабилизаторы – биотурбаторы, деятельность которых связана с илистым, литифицированным и слаболитифицированным субстратом и приводит к деструкции, дезинтеграции, к изменению его состава и строения; 2) деструкторы – биотурбаторы, деятельность которых связана со

скальным субстратом либо с организмами, имеющими жесткую скелетную основу.

Некоторые формы nektonных организмов могут иметь как внешний скелет (фораминиферы, радиолярии), так и внутренний (рыбы, конодонты и др.). Лишь незначительная часть скелетного материала nektonных форм попадает в осадок и литифицируется, и совсем небольшая часть сохраняется в геологической истории. Сегментный тип скелета при переходе в литифицированное состояние распадается на аллофрагменты, и диагностировать степень алло- и автохтонности для активных форм nektonного типа совершенно невозмож-

но, только очень условно. Камерный тип скелета у nektonных форм практически неразрушаем (например, у радиолярий) и транспортируется на огромные расстояния без явных признаков механической обработки. То же самое можно сказать о спикуловом типе скелета для nektonных биофаций. Однако по публикациям известно, что в геологической истории имеются удивительные случаи автохтонного захоронения (в пределах и вблизи места обитания) nektonных форм, например конодонтов, с полным набором скелетных элементов, с сохранением прижизненных пропорций и объема.

---

## СИСТЕМА ПОРОДООБРАЗОВАТЕЛЕЙ

Системы породообразующих организмов, объединенных по функции образования пород, отсутствуют вообще. Отдельно по каждой группе имеются классификации, но таксономического характера. Причем только в этом направлении и совершенствовалась систематика животных и растений за последние 200–300 лет. Кроме того, существуют и конкретные разработки почти по всем группам породообразующих организмов по экологии и условиям существования отдельных родов, видов и подвидов, причем на самом высоком уровне и даже для групп, давно вымерших и не имеющих аналогов в современном мире. Эти исследования как в России, так и за рубежом имеют огромное значение для понимания не только эволюции отдельных таксономических групп, но и эволюции роли организмов в осадочном процессе, изменения механизма биоседimentации и даже эволюции осадочных процессов вообще.

В классификациях осадочных пород, содержащих органические остатки, в советской литературе начиная с 1950-х годов [Швецов, 1958; Хворова, 1958; Теодорович, 1962; Фролов, 1984; Тихомиров, 1986; Казанский и др., 1987; Шванов, 1988; Систематика..., 1998] используется только таксономический состав породообразующих организмов, например, коралловые, мшанковые, водорослевые известняки. Многие термины в старых систематиках имеют в словосочетаниях противоречия, такие как органогенно-обломочные, биоморфно-детритовые, раковинно-детритовые, водорослево-биогермные [Шванов, 1988] и др. Последние классификации В.Н. Шванова (1991, 1998 гг.) уровня минерально-петрографического типа поражают именно широтой охвата всех типов, классов и видов и разностей осадочных пород. Но в основе его классификаций

лежит все-таки петрографо-минералогическая дифференциация вещества, а не генетическая природа образований и отложений. Кроме того, в схему классификации В.Н. Шванова попали все вторичные образования (например, доломитовые разновидности карбонатных пород, псевдоморфозы разного состава, вторичные породы из гипса, флюорита, целестина, пирита и др.).

Из всех советских классификаций заслуживает внимания классификация Г.И. Теодоровича (1950–1958 гг.), в которой реализовалась идея автохтонных неперемещенных карбонатных образований и пород аллохтонных, т. е. явно обломочного характера. Выделение биоморфных и рифовых подразделений в схемах Г.И. Теодоровича – безусловно прогрессивный шаг. Однако следует заметить, что он не опередил зарубежных исследователей, которые значительно продвинулись в понимании биогенной природы карбонатных пород. Р. Фолк [Folk, 1959], Р. Данхэм [Danham, 1962], А. Эмбри и Дж. Кловэн [Embry, Klován, 1971] были одними из первых, кто по-новому, именно с биоседиментологических позиций, подошли к диагностике и систематизации биогенных структур, используя в различных классах пород способность организмов формировать скелеты различного типа. Однако морфологией скелетов породообразующих организмов, в общем, все и заканчивалось. Глубоко коадаптивная деятельность организмов в различных фациальных обстановках не анализировалась, тем более отсутствовал продуманный подход к исследованию породообразующей роли организмов.

Функционально – по роли в образовании пород – породообразующие организмы разделяются на две большие группы: созидрующие, или архитекторы, и разрушающие. Среди пер-

вых также выделяются две большие группы – стабилизаторы и конструкторы. Стабилизаторами называются организмы, которые, поселяясь на мягкий или слаболитифицированный субстрат, интенсивной секреторной деятельностью (либо собирательной функцией) ограничивают его подвижность. Конструкторы – группа бентосных прикрепленных организмов, которые, поселяясь на скальном либо литифицированном субстрате, своей секреторной деятельностью создают положительные формы подводного рельефа. Среди группы разрушителей выделяется два типа пороодообразователей – дестабилизаторы и деструкторы. Дестабилизаторы – организмы, которые активной жизнедеятельностью разжижают субстрат, взмучивают илистый осадок, делитифицируя его, переводя продукты биоэрозии в водную среду. Деструкторы – организмы, которые в отличие от дестабилизаторов поселяются не в илистом осадке, а в скальном, скелетном и в литифицированном субстрате, разрушая его до кластики, переводя продукты деструкции в водную среду. На рис. 8 приведена схема типизации организмов по их роли в карбонатнакоплении, составленная с использованием данных Р. Гинзбурга [Ginsburg, 1956], В. Хама [Classification..., 1962], Р. Куффи [Cuffey, 1972], Г. Лукаса [Lucas, 1973], В. Друшица [1974], О. Джонса [Biology..., 1974], Д. Наумова с соавт. [1984] и др.

Образ и область жизнедеятельности – основные признаки, по которым производится типизация организмов по их роли в образовании пород. Среди стабилизаторов по этим признакам различают две группы – эпифаунные и инфаунные организмы, а среди первой – еще два класса: поверхностные, т. е. живущие на поверхности осадка, и высокого уровня. В настоящей работе предлагается следующая стратификация условий среды пороодообразователей: за 0 принимается граничная поверхность раздела осадок–водная среда, за –1 – уровень приповерхностной деятельности инфаунных организмов, за –2 – низкий уровень глубокой (по интенсивности) переработки илистого субстрата илоедами, грунтоедами, трубкожилами. Положительная индексация от единицы до трех – это разный по высоте от поверхности осадка уровень жизнедеятельности пороодообразователей (от поверхностного до высокого). Под термином “биогенный субстрат” понимается поверхность скелета либо весь скелет отмершего организма.

В составе инфаунных (зарывающихся) стабилизаторов есть активные строители трубок: некоторые Annelida, форониды, и пассивные формы: лопатоногие моллюски (Scaphopoda), цериантарии, формирующие в осадке конические раковины или трубки, брахиоподы (*Lingula*), моллюски (*Mya*, *Solen*, *Nucula*), образующие двустворчатые раковинки и погружающиеся глубоко в илистый осадок (до 4–5 м). С одной стороны, эти организмы, создавая норы и трубчатые системы, нарушают естественную стратификацию осадка, с другой – жесткие скелетные постройки, трубчатые системы, раковины в естественном положении *in situ*, литифицированные ходы трубкожилов с продуктами жизнедеятельности представляют как бы жесткую систему, которая стабилизирует илистый осадок, делает его более устойчивым к деструктивной деятельности волн.

Среди эпифаунных стабилизаторов выделяется две группы – поверхностного и высокого уровня. Функция поверхностных стабилизаторов – закреплять слаболитифицированный осадок. Они могут иметь корковый тип скелета с жестким прикреплением к субстрату (некоторые обрастающие формы кишечнополостных, мшанок, водорослей). Такой же эффект производят сетчатые формы мшанок, кораллов, стелющиеся по субстрату (дихотомически ветвящиеся), а также якорные брахиоподы (строфомениды), которые прикрепляются к субстрату с помощью ножки и имеют двояковыпуклую раковину.

Эпифаунные стабилизаторы высокого уровня наиболее разнообразны (см. рис. 8). Их функция состоит в опосредованном воздействии на выпадение илистого и кластического материала через торможение осадконасыщенного потока своеобразной сеткой ветвистых, кустистых и одиночных скелетных образований. Их пороодообразующие функции заключаются в стабилизации выпавшего осадка, в изменении скорости осадконасыщенного потока. В составе этой группы организмов есть жестко-, временно- и мягкоприкрепленные к грунту формы. Для жесткоприкрепленных стабилизаторов высокого уровня (+1 и +2) характерен различный тип скелетов: разветвленный или ветвисто-кустистый (кишечнополостные, мшанки, водоросли), одиночные формы (кубки, цилиндры) тех же мшанок, кишечнополостных, конулярий, рецентакулитов. Временно прикрепленные к субстрату стабилизаторы высокого уровня представлены стеблевидными ден-

Инфаунные	Стабилизаторы		Конструкторы			Дестабилизаторы		Деструкторы						
	Эпифаунные		Наружносkeletalные		Внутрисkeletalные	Онфаунные	Инфаунные (активные)	Сверлящие	Кластаторы					
	Поверхностные	Высокого уровня	Экзосоматические	Инсоматические										
<p>Камерный тип: 1. простые – трубчатые Annelida, форониды</p> <p>2. сложные – а) трубчатые, лопатонгие, моллюски, цериантарии, Cloudinidae; б) створчатые – брахиоподы, моллюски (Lingula, Mya, Solen, Nucula и др.)</p> <p><b>I</b></p>	<p>1. Корковый тип: жесткоприкрепленные – кишечнополостные, водоросли, мшанки</p> <p>2. Ветвистый тип: жесткоприкрепленные – трубчатые, обрастающие <i>Serpula</i>, <i>Aulopora</i> и др.</p> <p>3. Камерный тип: строфомениды и др.</p>	<p>1. Ветвистый тип: жесткоприкрепленные – кишечнополостные, водоросли, мшанки</p> <p>2. Одиночные: жесткоприкрепленные – цилиндры, кубки; а) наружносkeletalные – кишечнополостные, мшанки, конулярии; б) внутрисkeletalные – рецептакулиты, археоциаты</p> <p>3. Сегментный тип: кустистые криноидеи</p> <p>4. Камерный тип: мягкоприкрепленные – брахиоподы, моллюски</p> <p>5. Спиколовый тип: мягкоприкрепленные – альционарии</p>	<p>1. Массивный тип: жесткоприкрепленные – кишечнополостные, водоросли, мшанки</p> <p>2. Корковый тип: жесткоприкрепленные – кишечнополостные, мшанки, водоросли, строматолиты</p> <p><b>II</b></p>	<p>Камерный тип: жесткоприкрепленные – устричные, рудисты, фораминиферы, некоторые гастроподы (Vermetus), брахиоподы (Pronichthofenia, Crania, Strophalosia и др.), усонгие (Balanus, Lepas, Pyrgoma)</p>	<p>1. Массивный тип: жесткоприкрепленные – колониальные археоциаты, рецептакулиты</p> <p>2. Спиколовый тип: жесткоприкрепленные – губки, сфинктозоа</p>	<p>1. Массивный тип: перекатывающиеся – некоторые кишечнополостные, археоциаты</p> <p>2. Камерный тип: блуждающие – фораминиферы, моллюски (Glycymeris и др.), остракоды</p> <p>3. Сегментный тип: грунтоеды, неправильные морские ежи, лорикаты, трилобиты, высшие ракообразные</p>	<p>1. Камерный тип: роющие – некоторые остракоды, бивальвии, изоподы (Excirolana и др.), полихеты (Chondrites, Fucoides и др.)</p> <p><b>IV</b></p>	<p>1. Камерный тип: брахиоподы, бивальвии (Natica, Pholas, Lithophaga и др.), полихеты (Polydora, спионины)</p> <p><b>IV</b></p>	<p>1. Сегментный тип: морские ежи, цидароиды</p> <p><b>V</b></p>					
				<p><b>III</b></p>								<p>2. Бесклетные – илоеды, Annelida</p>	<p>3. Бесклетные – зеленые водоросли</p> <p><b>VI</b></p>	<p>2. Бесклетные – морские звезды (Acanthaster и др.)</p>
										<p><b>I</b> – флаут-инфлаутстоун <b>II</b> – инфлаут-баундстоун <b>III</b> – грейн-флаут-рудстоун <b>IV</b> – инфлаут-флаутстоун <b>V</b> – вак-флаутстоун <b>VI</b> – биотурбилит</p>				

Рис. 8. Типизация организмов по их роли в карбонатонакоплении.

дройдными формами криноидей, массивными скелетами археоциат, а мягкоприкрепленные стабилизаторы характеризуются развитием организмов со скелетом камерного и спикулового типов, например, альционарий, брахиопод якорного типа, моллюсков типа мидий, т. е. прикрепляющихся с помощью бисусных нитей. Роль мидиевых банок примерно такая же, как и зарослей ветвистых, кустистых и одиночных форм кишечнополостных, однако они резко различаются типом скелета, характером контакта с субстратом, расположением скелетообразующей органической ткани. Однако пороодообразующая их роль практически одна и та же, а характер воздействия на субстрат и скорость потока очень близки. В этом и состоит типизация пороодообразователей — по характеру воздействия на субстрат, на скелеты либо скелетные, литифицированные объекты, на скорость осадконасыщенного потока.

Все организмы, относящиеся к типу конструкторов, характеризуются только жестким прикреплением к грунту и отличаются от жесткоприкрепленных стабилизаторов типом скелетов: массивный, спикуловый (каркасный), корковый и камерный. Среди организмов-конструкторов устанавливается две группы — с наружным и внутренним скелетом. В составе первой группы различают формы с разным расположением скелетопродуцирующей ткани: экзосоматические конструкторы имеют как массивный (кишечнополостные, водоросли, мшанки и др.), так и корковый (кишечнополостные, водоросли, мшанки, строматолиты) типы скелетов; инсоматические конструкторы имеют только камерный тип скелета (например, рудисты, фораминиферы, брахиоподы, усонogie раки, гастроподы (*Vermetus*) и др.). Внутрискелетные формы конструкторов характеризуются доминированием форм с массивным и спикуловым типами скелетов, причем среди последних преобладают формы с признаками каркаса (например, губки, сфинктозоа).

Все конструкторы принадлежат к настоящим строителям или архитекторам подводного рельефа. В условиях высокого энергетического состояния бассейна, постоянной абразии скелетов и ликвидации скелетопродуцирующей ткани именно этими пороодообразователями конструируются, создаются жесткокаркасные сооружения, служащие ядерной частью политаксонных органогенных сооружений. Именно такие постройки формируются в волноприбойной зоне рифов. Типизация органо-

генных построек основывается на различном характере сочленения скелетов в пространстве, доминирующей форме рифостроящих организмов, интенсивности абразии и биоэрозии, текстурных и структурных особенностях. В отличие от предшествующих классификаций биогенных структур карбонатных пород [Dapham, 1962; Embry, Klován, 1971], которые мы приняли за основу, в настоящей работе устанавливается новый тип биогенных структур — лайтстоун. Этот вид органогенных построек образуется организмами с камерным типом скелета. Они относятся также к жесткоприкрепленным наружноскелетным конструкторам, но инсоматического типа, т. е. с расположением скелетопродуцирующей ткани внутри раковины. К подобным организмам относятся, например, рудисты, широко распространенные в мелководных морях мелового периода именно как организмы-биогермообразователи. Кроме рудистов в эту группу конструкторов следует отнести прикрепленных бентосных фораминифер, некоторых гастропод (например, *Vermetus*) и брахиопод (*Prorichthofenia*, *Orania*, *Strophaloisia* и др.), а также усоногих раков (*Balanus*, *Lepas*, *Pyrgoma*), которые ведут сидячий образ жизни, имеют известковую раковину усеченно-конической формы и жестко прикрепляются к скальному субстрату.

Среди дестабилизаторов выделены две группы организмов: онфаунная — организмы, ведущие активный образ жизни на поверхности осадка; инфаунная — организмы копающие, роющие, перерабатывающие илистый осадок (см. рис. 8). Последние обычно имеют камерный тип скелета. Раковины имеют роющие бивальвии, остракоды, изоподы, например, *Excirrolana* и др. Кроме того, в эту группу отнесены те формы полихет, которые ведут сидячий образ жизни, формируя удобные для жизни трубки (известковые либо органические), например, пескожилы (*Arenicola*), илоеды (*Chondrides*). Аналогично, по следам жизнедеятельности можно предположить, что в прошлые эпохи интенсивность переработки ила илоедами, не имеющими скелета, была достаточно высокой. Мы наблюдали породы (биотурбилиты), практически полностью переработанные илоедами и камнеточцами. Таксономический состав этих бесскелетных илистых биотурбаторов установить невозможно, но деятельность их близка к современным Annelida.

В состав поверхностных или онфаунных дестабилизаторов отнесены все группы орга-

низмов, ведущих активный образ жизни в области жизнедеятельности нулевого или надповерхностного уровня (+1). Это и хищники, и детритофаги, и подвижные сестонофаги, и грунтоеды (не погружающиеся). По типу скелетов среди онфаунных дестабилизаторов выделяются три группы: организмы, имеющие массивный тип скелета (например, перекачивающиеся кишечнополостные); блуждающие детритофаги, сестонофаги с камерным типом скелета (фораминиферы, моллюски (*Glycymeris*), ползающие (*Ostracoda*) и др.); роющие бульдозеры, фильтраторы и активные хищники, имеющие сегментный тип скелета (трилобиты, неправильные морские ежи, лорикаты, высшие ракообразные). Эти группы организмов своей активной жизнедеятельностью разрушают, делитифицируют субстрат, взмучивая среду, поставляя кластику, ил и продукты жизнедеятельности в осадочный процесс. Именно энергичной волновой деятельностью среды и активной ролью дестабилизаторов можно объяснить отсутствие ила и наличие мелкой тонкой кластики на шельфе, в области формирования грейн-рудстоунов (см. гл. 6).

Деструкторы в геологическом прошлом менее всего изучены только потому, что большинство из них не имели скелета и не могли литифицироваться и сохраниться в ископаемом состоянии. Однако по наблюдениям в рифах девона Горного Алтая, Салаира и Западной Сибири можно сделать один существенный вывод: воздействие организмов-деструкторов в геологической истории не просто велико, оно огромно. Породообразующая функция этих организмов состоит в разрушении скелетных построек как самих скелетов рифостроителей и их спутников, так и скелетных образований — биогермов, биостромов, т. е. биогенного субстрата предшествующих поселений рифостроящих организмов. В составе деструкторов устанавливаются две самостоятельные группы организмов (по способу воздействия на субстрат): сверлильщики и кластаторы. Объектом жизнедеятельности для первой группы организмов является скальный грунт, представленный литифицированными породами, прошедшими стадии диагенеза и эпигенеза, для второй — скелетные постройки либо сами организмы. Скелеты последних разрушаются только потому, что продуцирующая их мягкая ткань является объектом питания хищников-деструкторов.

Из сверлящих организмов-деструкторов наиболее известны губки (*Cliona*), полихеты (*Polydora*), брахиоподы, двустворчатые моллюски (*Litophaga*, *Pholas* и др.), зеленые водоросли. Они имеют различные типы скелета: камерный или спикуловый, но результат их воздействия одинаков — разрозненные части скелетов в инситу (эрокласты) захоронении, шлам и мелкий эрокластический (аллоэрокласты) материал, перемещенный в пределах жизнедеятельности биотурбаторов, копролиты и продукты жизнедеятельности (черное пелитовое органическое вещество (ОВ)) в норах, пещерах и полостях дезинтеграции. Организмы-кластаторы практически не захороняются, так как в подавляющем числе случаев не имеют скелетов. В современных бассейнах они представлены, например, морскими ежами (цидароиды), которые интенсивно уничтожают губки, водоросли, восьмилучевые кораллы. Они имеют сегментный тип скелета. Большую роль в образовании эрокластики играют современные морские звезды (например, *Acanthaster*), но они не имеют скелета и не сохраняются в ископаемом состоянии. Зато в осадок поступает огромный объем эрокластического материала, произведенного именно этими бесскелетными хищниками. Детальное изучение кластического материала в силурийских и девонских рифах Южной Сибири показывает, что в далеком геологическом прошлом существовали такие же организмы-кластаторы. Это диагностируется по идентичности эрокластовых зерен, по характерной биоэрозионной поверхности последних. Имеются в виду зерна члеников морских лилий (криноидей) с характерной “зубчатой” поверхностью посередине. Вследствие механического разрушения возникновение подобного кластического материала с характерными “биоэродирующими поверхностями” невозможно.

Обобщение и анализ признаков пороодообразующих организмов по их воздействию на осадок и скорость потока позволяют представить систему пороодообразователей в табличном виде, в функционально-биоседиментационном плане, т. е. по максимально возможным связям организм—среда (рис. 9). Главными классификационными признаками являются:

- пороодообразующая функция организмов (выделены четыре типа, таксономический состав (примеры) различных типов см. на рис. 8);
- область жизнедеятельности;
- особенность скелетообразующей ткани;

Пороодообразующая функция	Стабилизаторы					Конструкторы				Дестабилизаторы			Деструкторы																		
	-1, -2		Нулевой			+1, +2, биогенный		Надповерхностный низкого и высокого уровня (+1, +2)				Низкий уровень (0; +1)		-1, -2		+3, биогенный		Низкий уровень (+1)													
Область жизнедеятельности	Инсоматический		Экзосоматический, бесклетный		Инсоматический			Экзосоматический		Инсоматический		Экзосоматический		Инсоматический		Бесклетный		Экзосоматический		Инсоматический		Бесклетный		Инсоматический							
	Камерный		Корковый		Инкрустирующий			Камерный		Рамозный		Сегментный		Спикуловый		Камерный		Массивный		Спикуловый		Корковый		Камерный		Массивный		Сегментный		Камерный	
Особенность скелетообразующей ткани	Камерный		Корковый		Инкрустирующий			Камерный		Рамозный		Сегментный		Спикуловый		Камерный		Массивный		Спикуловый		Корковый		Камерный		Массивный		Сегментный		Камерный	
	Камерный		Корковый		Инкрустирующий			Камерный		Рамозный		Сегментный		Спикуловый		Камерный		Массивный		Спикуловый		Корковый		Камерный		Массивный		Сегментный		Камерный	
Типы скелетов по устойчивости к разрушению	Камерный		Корковый		Инкрустирующий			Камерный		Рамозный		Сегментный		Спикуловый		Камерный		Массивный		Спикуловый		Корковый		Камерный		Массивный		Сегментный		Камерный	
	Камерный		Корковый		Инкрустирующий			Камерный		Рамозный		Сегментный		Спикуловый		Камерный		Массивный		Спикуловый		Корковый		Камерный		Массивный		Сегментный		Камерный	
Характер контакта с субстратом	Полужесткий					Жесткий		Временный		Мягкий			Жесткий				Полужесткий			Мягкий		Временный		Полужесткий		Мягкий					
	Полужесткий					Жесткий		Временный		Мягкий			Жесткий				Полужесткий			Мягкий		Временный		Полужесткий		Мягкий					
Характер воздействия на субстрат и скорость потока	Активно воздействующие на субстрат					Активно воздействующие на скорость потока и пассивно на образование осадка										Активной жизнедеятельностью разрушающие субстрат															
	Активно воздействующие на субстрат					Активно воздействующие на скорость потока и пассивно на образование осадка										Мягкий и слабо-литифицированный					Скальный и биогенный										

Рис. 9. Функционально-биоседиментационная система пороодообразователей.

- типы скелетов по устойчивости к разрушению;
- характер контакта пороодообразующих организмов с субстратом;
- характер воздействия организмов на субстрат и скорость потока.

Область жизнедеятельности организмов непосредственно связана с характером контакта с субстратом и обуславливает особенности воздействия на грунт и на скорость осадконасыщенного потока. Активное воздействие на субстрат (стабилизирующее действие) организмов с камерным и корковым типами скелетов возможно в нулевой и отрицательной (-1, -2) зонах жизнедеятельности. Они характеризуются полужестким типом контакта организмов и субстрата, так как жесткое прижизненное сочленение, например, коркового скелета с литифицированным субстратом может спокойно нарушаться после захоронения и литификации (уплотнение и обезвоживание осадка, его постседиментационная деформация и т. д.).

Все организмы-конструкторы имеют только жесткий контакт с субстратом (часто биогенным), действуют в надповерхностной зоне

как низкого (+1), так и высокого (+2) уровня, создавая скелетный рельеф на дне бассейна, эффективно влияя на изменение скорости осадконасыщенного потока. Падение скорости вызывает выпадение осадка, который литифицируется в западинах “скелетного” рельефа, в интерстициях между скелетами, в расщелинах и промоинах. Так как уровень энергии среды достаточно высок, осадок интенсивно вымывается из расщелин, но часть его все-таки литифицируется.

Стабилизаторы надповерхностного (+1) и высокого (+2) уровня имеют такую же функцию, т. е. эффективно влияют на скорость потока. Однако действие это достигается своеобразно – сеткой скелетов, получивших наименование зарослей. Последние действуют как барьер, тормозя осадконасыщенный поток. Большая часть зарослей при этом разрушается, поставляя своеобразную “лапшу” в субстрат. Разнообразие контактов организмов-стабилизаторов с субстратом для этого подтипа обусловлено разнообразием типов их скелета и, соответственно, разным расположением скелетообразующей органической ткани.

Дестабилизаторы отличаются от деструкторов объектом воздействия: для первых – это мягкий и слаболитифицированный субстрат, для деструкторов – это скальный, сильнолитифицированный субстрат и биогенный (собственно скелет породообразующих организмов). Для дестабилизаторов низкого (+1) и нулевого уровней типичен полужесткий тип контакта скелетов с субстратом, а для дестабилизаторов инфаунного типа (–1, –2) характерен и мягкий, и полужесткий контакт организмов с субстратом, что обусловлено доминированием бесскелетных форм в глубокой биотурбации осадка.

Для деструкторов мягкий контакт (разрушаемый практически при жизни) организмов и объектов воздействия типичен и для класта-

торов, и для сверлильщиков, и для форм, не имеющих скелета. Поэтому контакт и называется мягким, он не фиксируется ни в грунте, ни на скелетах, испытавших воздействие биотурбаторов. Для деструкторов сверхвысокого (+3) уровня характерно большое разнообразие как типов скелетов, видов их контакта с грунтом (мягкий, временный, полужесткий), так и расположение (и отсутствие) скелетопродуцирующей ткани, что взаимообусловлено. Несмотря на разнообразие морфологии скелетов, образа жизни, области жизнедеятельности различных организмов-деструкторов на всех уровнях их активного воздействия в водной среде либо субстрате, эффект наблюдается один и тот же – образование обильной скелетной эрокластики, копролитов и субстратной кластики.

---

## БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ

Понятие терминов “структура” и “текстура” раскрыто выше (см. гл. 2). Суть их такая же, как и при определении структур и текстур типичных осадочных пород. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что биоконпоненты карбонатных образований нельзя идентифицировать с частицей осадочного процесса. Биоконпоненты — это результат секреторной деятельности организмов, причем деятельности авто-

хтонной, т. е. *in situ* или в пределах места обитания, порой в момент обильного привноса осадочного материала. Иногда поселения породообразующих организмов агрессивно сопротивляются разрушающей деятельности осадконасыщенного потока, при этом образование пород (процессы биоседиментологии) находятся в противоречии со всеми законами и правилами истинно осадочных процессов.

### БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Публикаций о биогенных структурах и тем более текстурах за рубежом не много, и почти отсутствуют исследования этого направления в России. Хотя в СССР в последней трети XX века палеонтологические исследования экологического плана велись достаточно интенсивно, они были таксономически узкоспециализированными и не имели обобщающего характера. За рубежом классификации карбонатных пород, учитывающие в какой-то степени их биогенные структуры, появились впервые в конце 50-х — начале 60-х годов прошлого столетия [Folk, 1959; Danham, 1962]. Они получили широкое распространение и в начале 1970-х годов [Embry, Klovan, 1971] были существенно дополнены и усовершенствованы. Здесь следует отметить, что речь идет не о классификациях известняков или карбонатных пород вообще, а только о первичных биогенных структурах карбонатных образований. Это очень важно, так как явление “вторичности” для карбонатных пород имеет первостепенное значение на том основании, что процессы преобразования (образования новых минералов) сопровождают процессы карбонатакопления с самого начала. Карбонатные минералы край-

не неустойчивы в литосфере. Например, мы знаем, что практически все рифостроители имели магниезиальный скелет. Уже на стадии литификации он превращается в кальцитовый [Друшиц, 1974].

В основе системы первичных биогенных структур лежит классификация А. Эмбри и Дж. Кловэна [Embry, Klovan, 1971], детально изложенная и популяризированная в монографии Дж. Уилсона [1980]. Именно эта классификация в какой-то степени учитывает форму и соотношение скелетов (т. е. биогенные структуры) породообразующих организмов, их биоаккумулятивные функции, размеры и концентрации обломков, осколков и целых скелетов в аллохтонных и автохтонных захоронениях, она базируется на энергетических принципах (рис. 10). Необходимо подчеркнуть, что классификации известняков как минеральных образований ( $\text{CaCO}_3$ ) имеют совершенно другие принципы построения. Минеральные образования карбонатного состава биогенного происхождения должны занимать в этих классификациях особое положение, но только в том случае, если в основу классификации не заложен генетический принцип. В противном

Аллохтонные (биокластиты)						Автохтонные (фитолиты-биолиты)																				
Содержание компонентов размером более 2 мм						Баундстоун						Инфлаутстоун			Биотурбилит											
< 10 %		> 10 %				Образован организмами-стабилизаторами и конструкторами						Скелетный			Фрагментарный	Образован деструкторами и дестабилизаторами										
Содержится ил (<0,03 мм)		Ил отсутствует				Тип скелета						Образован организмами со скелетом ветвистого, камерного, коркового, массивного типов			Образован организмами со скелетом камерного, сегментного, ветвистого, чехлового и спикулового типов	Илистые			Системные	Кластогермные						
Зерна в илистой массе		Зерна соприкасаются друг с другом				ветвистый		корковый		массивный		камерный		Викстоун			Эроклинные	Вихревые				Форонидные	Аэзисные	Эрогермные	Эрокластные	
Содержание зерен размером от 0,03 до 2 мм		Зерна в илистой массе				Бафлстоун		Байндстоун		Фреймстоун		Лайтстоун		Софтстоун		Клоусстоун										
< 10 %	> 10 %	Мадстоун	Вакстоун	Пакстоун	Грейнстоун	Флаутстоун	Рудстоун	Хиллстоун	Файлдстоун	Компактный	Нодулярный	Фацелоидный	Викстоун	Софтстоун		Клоусстоун										
Ветвистые, цилиндрические, дендроидные	Листообразные, гребенчатые, веерообразные	Пластинчатые, дисковидные уплощенные скелеты	Дерновидные, корковые, пленочные скелеты	Компактные, изометрические скелеты без полостей и лагун	Скелеты из радиально расходящихся пластин	Скелеты из радиально расходящихся цилиндров	Размерность компонентов, мм	до 20	20-100	более 100	Содержание компонентов, %	> 50	> 30	> 10												

Рис. 10. Система первичных структур карбонатных пород (по Р. Данхэму [Danham, 1962], А. Эмбри, Дж. Кловэну [Embry, Klovan, 1971], с дополнениями Г.Д. Исаева).

случае в схему должны быть включены на равном положении химические, биохимические, осадочные и биогенные карбонатные породы.

Таким образом, карбонатные породы могут содержать, но могут и не содержать биогенные структуры. Генетическая природа карбонатных пород вообще и известняков в частности непосредственно зависит, во-первых, от наличия либо отсутствия биогенных структур, во-вторых, от типа биогенных структур и текстур. Подавляющее количество известняков имеет все-таки биогенное или органогенное происхождение. Это значит, что наличие биогенных структур в карбонатных породах весьма вероятно, и их диагностика зависит не только от умения и профессионализма биоседиментолога, но и от степени сохранности структур в породах, от степени преобразованности последних. Профессионализм наблюдателя биогенных структур, прежде всего, определяется практикой их исследования в конкретных природных объектах (в обнажениях, керне, штуфах, шлифах и др.), а также использованием суммы знаний в биоседиментологии, опыта предшественников, методическими разработками в этом направлении на современном уровне представлений. В настоящей работе предлагается новый подход к исследованию биогенных текстур и структур на базе классификаций зарубежных ученых. Перевод многих терминов на русский язык, как и их замена, сильно усложнит изложение. Поэтому будем использовать те понятия и термины, которые широко распространены в геологической практике за рубежом. Осваивать новую терминологию, безусловно, необходимо, так как новое направление в естествознании только формируется, а значит, формируется и новый язык понятий, терминов и представлений. Сравнение с терминами, используемыми в палеоэкологии, также невозможно из-за отсутствия в последней близких понятий.

Предлагаемая система биогенных структур предполагает их деление на две большие группы — аллохтонные (биокластиты) и автохтонные (биолиты—фитоциты). Если говорить об аллохтонности (перемещенности) биокластических пород, то почти все элементы карбонатных пород возникали практически в пределах места их образования. Например, ооиды отлагаются на месте своего формирования, а грубые карбонатные зерна, обломки, осколки скелетов не перемещались на огромные расстояния от мест обитания скелетопродуцирующих орга-

низмов. Конечно, существуют терригенные карбонатные пески, алевролиты, но они очень редки из-за большой степени растворения  $\text{CaCO}_3$  в пресной воде. На этом основании к аллохтонным биогенным структурам относятся только те, которые состоят из компонентов (биолитокластический материал), даже ничтожно перемещенных в пределах места образования, изменившиеся в результате агентов волновой, штормовой деструкции, биотурбации, эффектов уплотнения и обезвоживания, — в основном это обломочный, осколочный материал, глобиды, эрокласты различного происхождения, копролиты и продукты жизнедеятельности организмов.

Илистый карбонатный материал возникает в трех случаях [Уилсон, 1980]: при отмирании и разложении организмов; за счет истирания крупных биокластических компонентов и скелетов, в частности, друг об друга (получается шлам); за счет непосредственного осаждения из морской воды при биохимической стимуляции. Отсутствие ила в межскелетных и межкластических полостях — очень важный динамический признак. Наблюдения ориктоценозов, состоящих из пустых раковин сверлящих и погруженных в осадок биотурбаторов (например, *Lingula*), показывают, что такая пустота заполняется впоследствии спаритом — раскристаллизованным таблитчатым кальцитом. Спаритизацию интерстиций (промежутков) каркаса в биогермах, межкластических промежутков, межскелетного пространства в породах при отсутствии либо резко умеренных количествах ила следует объяснять развитием пустотного пространства, обусловленного вымыванием ила. Чем больше спарита в межскелетном пространстве, тем больше было первичной пустоты в момент литификации, тем выше по уровню энергетики была среда в области карбонатообразования. Эта установка, так же как и интерпретация типов сочленения скелетов в пространстве, является главной при истолковании биогенных структур и базируется на энергетической концепции карбонатообразования.

Группа аллохтонных биогенных структур, или биокластических, состоит из шести видов структур: мадстоун, вакстоун, пакстоун, грейнстоун, флаутстоун, рудстоун. Эта группа структур разделяется на три типа, каждый из которых делится на два вида. Все они различаются: по содержанию компонентов размером попечника более 2 мм (более либо менее 10 %);

по наличию (частицы менее 0,03 мм) или отсутствию ила; по наличию зерен размером от 0,03 до 2 мм (более либо менее 10 %); по плотности захоронения (зерна соприкасаются или не соприкасаются друг с другом). Эти критерии различия либо характеристики собственно разновидностей биогенных структур биокластитов заложены в суть термина, поэтому они чрезвычайно емкие и содержательные. Мы не будем углубляться в характеристику этого класса биогенных структур, она подробно изложена Дж. Уилсоном [1980] и А. Эмбри и Дж. Кловэном [Embry, Klován, 1971]. Здесь дадим только определения каждой разновидности биогенных структур (см. рис. 10).

**Мадстоун** (англ. mudstone) – илистая биогенная структура с доминированием карбонатных частиц размером менее 0,03 мм, с незначительной примесью (до 10 %) компонентов и зерен размером как от 0,03 до 2 мм, так и свыше 2 мм. Кластики не более 10 %, она окружена микритом (первичный карбонатный ил), т. е. обломочно-осколочный материал не соприкасается друг с другом, как бы “плавающая” в основной илистой массе. Необходимо помнить, что мадстоун – не порода, а структура, представляющая собой соотношение компонентов, и подобное соотношение может наблюдаться и в минеральных ассоциациях (кальцилитит – аргиллит), и в ассоциациях биокластитов, т. е. это истинно биогенная структура. В последнем случае илестый материал, скорее всего, представляет собой шлам – результат механического истирания карбонатных частиц. Интерпретируется мадстоун как уровень самого низкого энергетического состояния бассейна. Второе значение этой структуры – сдерживающий фактор в фиксации скелетообразующих организмов.

**Вакстоун** (англ. wackstone) – биогенная структура с доминированием ила в основной массе; в отличие от мадстоуна содержит компонентов размером от 0,03 до 2 мм не меньше, а больше 10 %. В минеральных ассоциациях соответствует илестому калькарениту или калькаренитовому кальцилититу. Компонентов должно быть больше 10 %, но не намного больше. Если зерна либо биокластиты соприкасаются друг с другом, это уже другая структура. Для вакстоуна характерная погруженность в ил соприкасающихся друг с другом зерен возникает уже при 30–40 % и выше, а как устойчивый признак – на уровне 40–50 %.

**Пакстоун** (англ. packstone) – биогенная структура, характеризующаяся “упакованным”

соотношением компонентов размером от 0,03 до 2 мм более 10 % (реально – выше 40–50 %) и соотношением биокластитов размером более 2 мм менее 10 % при неустойчивом присутствии илистого и спаритового материала в межзеренных промежутках. Наличие спарита – признак структуры, образующейся в возбужденных водах, а присутствие ила – наоборот, признак спокойно-водной среды. Элемент соприкосновения зерен, иногда их плотная упаковка, одновременно с противоречащими друг другу фациальными показателями – наиболее типичные характеристики пакстоуна.

**Грейнстоун** (англ. grainstone) – аналогичная пакстоуну характеристика главных структурообразующих компонентов, с одним отличием: отсутствие либо очень небольшое количество илистого материала. Из аллохтонных биокластитов эта структура по уровню энергоемкости самая высшая. Критерием “промытости” в зернистой упакованной породе является наличие спарита и отсутствие ила. Обязательной опорой или “каркасом” структуры являются зерна, причем аллохтонной природы. Грейнстоуны по динамической значимости не все одинаковые. Чем больше спарита в межзеренном пространстве, чем больше компонентов с поперечником более 2 мм, тем выше энергетический уровень среды, в которой сформировалась структура грейнстоун.

Флаутстоун и рудстоун относятся к крупномерным структурам (биокластитов размером >2 мм более 10 %).

**Флаутстоун** (англ. floatstone) – структура, образованная из сочетания биокластитов размером >2 мм (более 10 %, скорее всего, до 40 %), чаще не соприкасающихся друг с другом, “плавающих” в основной илестой массе с содержанием зерен и компонентов размером от 0,03 до 2 мм в интервале от 0 до 30 %. Последний признак вводится впервые для конкретизации динамической характеристики флаутстоуна. Необходимость его введения подтверждается многочисленными наблюдениями крупномерных структур, в которых почти всегда отмечается присутствие компонентов промежуточного класса (по размерности). Однако роль его не учитывается, причем необоснованно, так как в карбонатной “среде” почти отсутствует фактор сортированности явлений окатанности, сальтации, длительной механической обработки. Литификация часто происходит мгновенно, и в этом отношении процентный состав компонентов промежуточного класса, скорее,

свидетельствует о скорости литификации: чем он больше, тем выше скорость литификации.

**Рудстоун** (англ. *rudstone*) – структура с содержанием биоконпонентов (>2 мм) более 10 %, которые соприкасаются друг с другом (либо опираются друг на друга), образуя своеобразную решетку [Современные и ископаемые рифы..., 1990]. Отличает эту структуру от флаутстоуна степень упаковки конпонентов, т. е. особенность соприкосновения зерен, конпонентов. Здесь также необходимо конкретизировать наличие конпонентов размером от 0,03 до 2 мм – их должно быть по концентрации больше, чем во флаутстоуне, т. е. более 30 %. Необходимо уточнить и критерии различий между флаутстоуном и рудстоуном по основному конпоненту (>2 мм). Дело в том, что элемент соприкосновения зерен диаметром 2 мм возникает при их содержании 70–85 %, а для зерен с поперечником 5–10 см соприкосновение может произойти уже на рубеже концентрации зерен 40–50 %. Естественно, что динамическая интерпретация этих биогенных (и не биогенных) структур будет совершенно различной. В этом плане их просто необходимо разграничить. У нас пока нет надежной статистики по концентрации биоконпонентов разного размера, увязанных с различной степенью упаковки, однако сейчас границы в 40–50 % для конпонентов более 20 мм и 70–80 % для конпонентов от 2 до 20 мм можно принять за основные рубежи между флаутстоуном и рудстоуном. Естественно, динамическая характеристика будет выше у мелкомерных рудстоунов, а скорость литификации, наоборот, будет выше у крупномерных. Иногда для первых мы наблюдаем спарит, так же как и для грейнстоунов. Этот признак еще раз подтверждает наши генетические интерпретации биогенных структур мелкомерного типа.

Тип автохтонных биогенных структур (фитолиты–биолиты) разделяется на три крупных класса: баундстоуны (или каркасные), инфлаутстоуны (или субкаркасные) и биотурбилиты. Два последних класса структур установлены автором на основе собственных наблюдений. Баундстоуны и инфлаутстоуны формируются организмами–архитекторами, которые могут создавать жесткокаркасные структуры (организмы–стабилизаторы и конструкторы), а биотурбилиты – результат энергичного воздействия на скальный, илистый, слаболитифицированный и скелетный субстрат организмов–дестабилизаторов и деструкторов.

Правда, в последнем случае в захоронениях имеется и аллохтонный элемент, однако сами объекты, испытавшие воздействие биотурбаторов, так же как и следы биоэрозии (трубки, норы, пустоты и др.), четко инсинты.

В классе баундстоунов выделены четыре биогенные структуры: бафлстоун, байндстоун, фреймстоун и лайтстоун. Критерий различия очень простой – тип скелета основного каркасообразующего биоконпонента (см. рис. 3). Для бафлстоуна характерны ветвистый, рамозный, кустистый типы скелетов, для байндстоуна – корковый, для фреймстоуна – массивный и для лайтстоуна – камерный тип скелета.

**Баундстоун** (англ. *boundstone*), согласно [Danham, 1962], означает “связанную” биогенную структуру, автохтонную, первичные конпоненты которой сочленялись друг с другом в момент жизнедеятельности вследствие активного скелетообразования (секреторной деятельности). Биоконпоненты баундстоуна находятся в положении роста, т. е. структурообразующие конпоненты сохраняют (при переходе в погребенное состояние) все прижизненные характеристики занимаемого пространственного объема, элементы геометрии скелетов и их положение в пространстве. Элемент сочленения скелетов – главный признак баундстоунов. Энергетическая суть этого признака была раскрыта выше.

**Бафлстоун** (англ. *bafflestone*) определяется автором не как автохтонный известняк (как было предложено в [Современные и ископаемые рифы..., 1990]), а как самостоятельная биогенная структура в классе баундстоунов, в которой каркасообразующим конпонентом являются стеблеобразные формы скелетов организмов, которые при их жизни действовали как сетки на уменьшение скорости осадконасыщенного потока, а значит, и опосредованно влияли на осаждение частиц, т. е. на формирование осадка. Автором расширено понятие “стеблевидных” форм скелетов: в их составе могут быть и цилиндрические, ветвистые, рамозные, одиночные и дендронидные скелеты (рамозная разновидность бафлстоуна), а также гребенчатые, листовидные (прямостоящие), вееронидные формы скелетов (катениморфная разновидность бафлстоуна). Эти разновидности не имеют “породной” самостоятельности, однако для эколого–фациальных построений такая дифференциация очень важна, так как по степени прочности скелетной постройки они совершенно различны. Напри-

Тип скелета	Топография центров вегетативного роста			Тип переме- щения зоны роста в про- странстве	Биогенные структуры	
	Центральный	Площадной	Последовательный			
Ветвистый, цилиндрический, выпуклый, дендроидный, одиночный		<i>Стабилизаторы высокого уровня</i>		Объемный, линейный	Бафлстоун	рамозный
Листообразный, гребенчатый, веерообразный, пластинообразный						
Дисковидный, уплощенный, ламеллярный, пластинчатый		<i>Стабилизаторы нулевого уровня</i>		Плоскостной вертикальный	Бафлстоун	катениморфный
Пленочный, корковый, обрастающий, сетчатый, рептантный						
Массивно- изометрический, сложенный компактными кораллитами		<i>Конструкторы</i>		Объемный	Байндстоун	хиллстоун
Массивно- изометрический, сложенный вертикальными соединяющимися пластинами						
Массивно- изометрический, сложенный вертикальными соединяющимися цилиндрами						
				горизонтальный	Байндстоун	файлдстоун
						компактный
						нодулярный
						фацепоидный

Рис. 11. Особенности роста табулят и их роль в образовании биогенных структур различных типов.

мер, самыми непрочными бафлстоунами могут быть рамозные разновидности с тонкостебельчатым и кустистым типами каркаса. Достаточно более прочными (на порядок) будут катениморфные бафлстоуны с каркасом, образованным веерообразными, гребенчатыми формами скелетов. Следует подчеркнуть, что как для бафлстоунов, так и для баундстоунов интерстиции каркаса могут быть заполнены карбонатным материалом другой структуры, в частности различного рода биокластитами — от вакстоуна до грейнстоуна.

Используя исследования Б.В. Преображенского [1982] и В. Оливера [Oliver, 1968], а также собственные наблюдения при описании табулятоморфных кораллов, автор пришел к выводу, что формирование скелетов у табулят зависит от типа перемещения зоны роста в пространстве, а также от топографии центров вегетативного роста (центральный, площадной, последовательный) (рис. 11). Именно генетическая предрасположенность у различных таксонов табулят к тому либо иному типу вегетативного роста, их гибкость в выборе (в зависимости от экологической обстановки) того или иного направления роста (с делением зооидов и заполнением нового пространства) позволили кораллам-табулятам освоить практически все экологические ниши в девонском периоде. Естественно, табуляты были и стабилизаторами высокого и нулевого уровней (по субстрату) и, что самое главное, основными конструкторами в девонских рифовых системах. Катениморфные табулятовые бафлстоуны отличаются от рамозных (см. рис. 11) типом перемещения зоны роста в пространстве. Для первых характерен плоскостной вертикальный тип перемещения зоны роста, для вторых — объемный и линейный типы.

**Байндстоун** (англ. bindstone) — биогенная структура в классе баундстоунов, в которой каркасообразующие компоненты представлены инкрустирующими и таблитчатыми формами. Байндстоун отличается от других разновидностей баундстоунов не только типом скелетов организмов, но иногда весьма небольшим содержанием основных биоконпонентов. Формирование каркаса для некоторых обрастающих форм строматопорат и кораллов (например, некоторые *Alveolitidae*, *Eqosiella* и др.) возможно уже при их содержании 15–10 %. Это говорит о том, что межскелетные участки (их до 90 %) могут иметь совершенно иные структурные характеристики — от вакстоунов

до грейнстоунов, а возможно, и крупномерные структуры (руд-флаутстоуны). В пределах байндстоуна выделяются две разновидности, имеющие эколого-фациальное и динамическое значение: хиллстоун и файлдстоун [Исаев, 1986]. Первый образован дисковидными, уплощенными, ламеллярными и пластинчатыми скелетами, а второй — пленочными, корковыми, обрастающими, сетчатыми, рептантными формами скелетов. По данным исследования кораллов эти две разновидности резко различаются топографией центров вегетативного роста: для хиллстоуна характерен площадной, а для файлдстоуна — последовательный тип вегетативного роста. Диагностика файлдстоунов очень сложна, особенно при весьма незначительном (10 %) объеме скелетообразующих организмов и большом объеме кластического аллохтонного материала. Поэтому при наименовании пород, образованных неплотными файлдстоунами, лучше использовать термин “байндстоун”, а термин “файлдстоун” применять в специальных биоседиментологических исследованиях. При очень плотных (до 100 % объема) байндстоунах (чаще хиллстоунах) образуются породы, практически полностью сложенные из скелетов-пластин, наслаивающихся друг на друга. Для таких типов пород автор рекомендует термин “фултит” (см. гл. 10).

**Фреймстоун** (англ. framestone) — биогенная структура в классе баундстоунов, в которой опорный жесткий каркас образуется из скелетов массивного типа. Захоронение скелетов происходило в положении роста с сохранением всех прижизненных характеристик. В работе [Современные ископаемые рифы..., 1990] указывается, что “русским эквивалентом фреймстоуна может служить биогермный известняк, сложенный каркасными организмами, или известняк каркасный”. Автор настоящей книги считает, что эквивалентом каркасной карбонатной породы (а не известняка) является термин “баундстоун”. Кроме того, полагает неоправданным использование термина “известняк” для биогенных образований любого типа (его лучше использовать для минералообразований типа  $\text{CaCO}_3$ ). Фреймстоун — биогенная структура, в которой промежутки между скелетами могут быть выполнены биокластитами с илстой или спаритовой основной массой, т. е. карбонатным или глинистым материалом иной структуры. При исследовании каркасных образований вообще и фреймстоуна в частности следует помнить, что образова-

ние трехмерного каркаса происходит в динамической среде с обязательным присутствием диастем и перерывов, необходимых для гибели мягкой скелетопродуцирующей ткани (при большом привносе илистого осадка), а затем волновой абразии нелитифицированного осадка и прирастанием новых планул колониальных организмов.

Среди фреймстоунов выделяется три разновидности биогенных структур, отличающиеся (см. рис. 10) друг от друга внутренним строением доминирующего структурообразующего биокомпонента. Например, для компактных фреймстоунов характерны формы с полным заполнением объема зооидами, кораллитами, ценосарком, т. е. элементами скелетного материала. Для нодулярных фреймстоунов типичны вертикально стоящие пластинчатые скелеты с перегородками, часто содержащие в промежутках между элементами скелета илистый или кластический карбонатный материал. Для фацелоидных фреймстоунов характерны скелеты с внутренним трубчатым строением (например, сирингопориды), содержащие также внутрискелетные пространства, выполненные карбонатным материалом илистой, кластической или иной структуры. Эти разновидности не имеют большого значения при интерпретации фреймстоуна, только таксономическое и эколого-фациальное. Более важным для фациального анализа и реконструкции гидродинамики бассейна является соотношение упаковки, плотности захоронения и размера основных структурообразующих скелетных масс. Например, при размере скелетов от 2 до 3 см объем интерстиций может составлять до 10 % объема породы, и это соотношение фиксирует достаточно невысокий уровень динамики среды. При размере скелетов 10–30 см объем пустотного пространства составляет (при плотной упаковке) до 15–20 % объема породы, тем не менее фиксируется более высокий уровень гидродинамического режима.

**Лайтстоун** (англ. *lightstone*) в переводе означает легкая порода [Исаев, 1986]. Термин предложен автором для обозначения биогенных каркасных структур, образованных организмами камерного типа, т. е. имеющих раковины. Лайтстоун состоит из прирастающих друг к другу раковин, сохранившихся в положении роста. Такие структуры могут образовывать рудисты, фораминиферы, брахиоподы и другие формы порообразующих организмов (см. гл. 7). Такого термина в классификациях

Р. Данхэма [Danham, 1962] и А. Эмбри и Дж. Кловэна [Embry, Klován, 1971] нет. Согласно [Современные и ископаемые рифы..., 1990], подобные структуры характерны, например, для устричных банок, для слоистых отложений, сложенных преимущественно раковинным материалом в прижизненном положении (термин “банка”). Именно такие структуры Н.С. Бендукидзе и А.А. Чиковани [1975] называли “мумией”, которая описана как раковина, окруженная скелетными водорослевыми образованиями, внутри полая, захороненная на месте жесткого прикрепления. Скорее всего, большинство пород, названных М.С. Швецовым [1958] и В.П. Шуйским [1973] целнораковинным известняком, имеет биогенные структуры, очень близкие к лайтстоуну. Во всяком случае ту часть, в которой точно диагностируются раковины, захороненные в положении роста, с жестким прикреплением либо к субстрату, либо к скелетам предшествующих поколений раковинных организмов, можно смело называть лайтстоуном.

Гидродинамика лайтстоунов достаточно слабо исследована. Наблюдение подобных структур в рифовых фациях среднего девона Салаира позволяет предположить, что величина раковин не имеет большого значения при диагностике обстановок с различным динамическим режимом. Большое значение имеет плотность захоронения (насыщенные и плотные ориктоценозы), а также наличие или отсутствие спарита, ила, либо присутствие корковых, обрастающих скелетов, каких-либо других форм, стабилизирующих илистый осадок в межкомпонентном пространстве. Энергоемкость среды тем выше, чем плотнее захоронение скелетов в лайтстоунах, чем больше спарита и скелетов, например, водорослей в межскелетной основной массе. Наивысший уровень можно диагностировать для тех лайтстоунов, в которых инситные раковины окружены водорослевыми скелетными образованиями и сцементированы зернистым таблитчатым кальцитом (спаритом).

**Инфлаутстоун** (англ. *infloatstone*) – биогенная структура, состоящая из инситных скелетов, не сочленяющихся друг с другом в пространстве и не образующих жесткий органогенный каркас. Отличается от флаутстоуна тем, что большинство скелетных образований находятся в положении роста и захоронены на месте жизнедеятельности организмов [Исаев, 1986]. Очень трудно их отличить от баундстоу-

нов, тем более если вы имеете только одну плоскость наблюдения. Для диагностики этой структуры необходим палеонтолог-профессионал, хорошо знающий морфологию и геометрические возможности различных групп породообразующих организмов, причем не только на уровне типов и классов, но и родов и видов. Поэтому чаще эти структуры объединяют либо с флаутстоунами, либо с баундстоунами, называя их то субкаркасными, то каркасными известняками. К этой структуре следует относить “иловые банки”, образованные некаркасными организмами (например, в ордовике — археоциатами), водорослями *Calcibionta*, бактериями и другими микро- и макроорганизмами, не имеющими собственного скелета.

В работе [Современные и ископаемые рифы..., 1990] породы, содержащие инситные скелеты, не соединяющиеся в каркас, отнесены к разным группам и называются по-разному. Например, при объяснении термина “банка” указывается, что они могут формироваться на месте живущими организмами, не имеющими “способности” сооружать жесткий трехмерный каркас. Такой способности нет ни у одного организма в природе, есть способность жесткого прикрепления первичных планул к субстрату и только. К инфлаутстоунам следует отнести такие образования, которые В.П. Шуйский [1973] называет субкаркасной банкой (см. также [Современные и ископаемые рифы..., 1990]), а Г.И. Теодорович [1962] — известняком субкаркасным.

Инфлаутстоун подразделяется на два крупных класса структур — скелетные и фрагментарные. К первому классу отнесены все инфлаутстоуны, в которых скелеты захоронены *in situ* полностью, т. е. без нарушений целостности. Такие инфлаутстоуны могут быть образованы организмами со скелетом ветвистого, камерного, коркового и массивного типов (как и баундстоуны), но без сочленения скелетов в пространстве. Фрагментарные инфлаутстоуны формируются скелетами камерного, сегментного, ветвистого, чехлового и спикулового типов на месте их жизнедеятельности, но содержат распадающиеся на части биоконтакты либо вследствие неравномерного уплотнения осадка, либо в результате уничтожения мягкой соединительной ткани, связывающей части скелетов. Фрагментарные инфлаутстоуны фиксируют самый низкий уровень гидродинамики среды, особенно для таких типов скелета, как спикуловый и сегмент-

ный. В последнем случае малейшее волнение среды может разрушить первичное пространственное соотношение отдельных спикул или сегментов при переходе в литифицированное состояние. Наибольшей устойчивостью к воздействию среды из фрагментарных инфлаутстоунов обладают корковые их разновидности. Разрушенные при неравномерной литификации и уплотнении на отдельные части, эти скелеты в начальный момент литификации выполняли функцию фиксации илистого материала, предохраняя последний от волновой абразии. Поэтому при оценке уровня гидродинамического режима здесь следует учитывать состав “фиксируемого” материала: наличие ила, спарита, био- и литокластики (в процентных соотношениях).

Скелетный инфлаутстоун состоит из целых инситных скелетов, изолированных друг от друга в пространстве. Количество их в объеме должно быть не менее 10 %. Основная масса (до 90 %) может иметь илистую, спаритовую и кластическую (от лайтстоуна до рудстоуна) биогенную структуру. Последняя не может иметь структуру разновидностей баундстоунов. Корковые инфлаутстоуны практически невозможно отличить от, например, флаутстоунов, так как для сочленения скелетов этой разновидности (а вернее, для ее диагностики) достаточно уже 10 % в общей массе породы. Первые точно диагностируются в стратифицированных породах, где жесткое сочленение скелетов в объеме породы наименее возможно. В составе инфлаутстоунов выделены три разновидности: *викстоун* (англ. weakstone — негустая порода), *софтстоун* (англ. softstone — мягкая порода) и *клоусстоун* (англ. closestone — плотная порода), различающиеся между собой концентрацией и размерностью биоконтактов [Исаев, 1986]. Оценка гидродинамической активности среды при изучении скелетных инфлаутстоунов весьма возможна. Например, при содержании биоконтактов размером от 2 до 20 мм с их концентрацией от 60 до 50 % в объеме породы (ненасыщенные викстоуны) образованная биогенная структура по уровню гидродинамики существенно ниже насыщенных софтстоунов и плотных клоусстоунов (компонентов размером более 10 см в породе более 50 %). Кроме плотности захоронения и размера биоконтактов, для фациального анализа имеет значение состав основной вмещающей массы: наличие ила, спарита, био- и литокластики или глобидов различного состава.

**Биотурбилиты** — новый тип в группе автотонных (фитолиты—биолиты) карбонатных пород. Эти породы образованы организмами-деструкторами и организмами-дестабилизаторами [Исаев, 1986]. Это общее название для всех пород, испытавших существенное (до разрушения) воздействие биотурбаторов различного таксономического состава. В современных рифовых системах известны организмы, образующие обломочный материал размерности песка [Современные и ископаемые рифы..., 1990]. Среди этих организмов (кластаторов, по Г.Д. Исаеву) выделяются две группы: организмы, скелетная часть которых распадается на элементы наподобие скелетов сегментного типа (например, *Halimeda* и альционарии), и организмы с внутренним сегментным или спикуловым скелетом (например, рыбы — скариды, акантуриды и губки — клиониды). Кроме того, деструкторами на рифе являются морские ежи, бактерии-хитинокласты, хитоны, гастроподы. Например, рыбы-попугаи отгрызают целые ветки кораллов и измельчают их своими челюстями. Сверлильщики на рифах способны превратить гармоничное целостное органогенное сооружение (карбонатного состава) на рифе в совершенно другую породу — биотурбилиты с абсолютно другой биогенной внутренней структурой. Выделяя органические кислоты, организмы-деструкторы постепенно растворяют известь, карбонатную скальную породу, в результате чего в последней остаются следы активной жизнедеятельности или вновь образованные структуры, которые мы назвали эрогермными (если есть реликты первичного биогенного каркаса) и эрокластовыми (если они представлены обломочным материалом). Эрокластовые породы образуются сплошь из обломков скелетов рифостроящих организмов и их спутников также в том случае, если этот песок сформировался вследствие активного воздействия биотурбаторов типа бульдозеров. Таким образом, в результате деятельности деструкторов образуется два класса биогенных структур биотурбилитов — эрогермные и эрокластные. Четыре других класса биотурбилитов формируются организмами-дестабилизаторами на границе осадок—водная среда и внутри илистого грунта. Деятельность первых не особенно нарушает стратификацию осадка, часто приводит к развитию ложных абразивных поверхностей, так как деятельность червей-биотурбаторов на границе вода—субстрат уничтожает только волновую рябь, ниве-

лирует, деформирует первичное соотношение зерен осадка, формирует ходы, норы, фекалии. Такие биогенные структуры мы назвали эроклинными. К примеру, их могут образовывать *Planolites*, *Taenidium* и многие другие. Деятельность биотурбаторов на границе субстрата и воды, т. е. на поверхности слаболитифицированного осадка, является хаотичной и в ископаемом состоянии обычно сохраняется в виде нарушений слоистости (развитие линзовидности) и образований псевдодиагем и микроперывов.

Деятельность биотурбаторов внутри илистого или песчаного осадка обычно носит упорядоченный, системный характер, поэтому эту группу биотурбилитов мы называем группой системных биотурбилитов. В их составе три класса: вихревые, форонидные (или трубчатые), сложносвязанные (или аэдисные).

Вихревые биотурбилиты представляют собой биогенные структуры, образованные из нор, ходов и трубок, причудливо распределенных в илистом и песчаном осадке, иногда с четкой вихревой системой распределения ходов (см. рис. 10). Подобные биогенные структуры могут образовывать *Zoophycos*, *Chondrites*, *Phucoides*, *Spirophyton* и др. [Основы палеонтологии..., 1962]. Трубчатые или форонидные биотурбилиты представляют собой биогенные структуры, образованные серией субвертикальных нор, ходов, трубок, с раковиной или без нее, с обызвествленной стенкой или без нее. Наиболее типичными представителями этой группы биотурбаторов являются форониды [Друщиц, 1974]. Такие же структуры образуют и черви (например, *Scolithos*, *Trypanites*, *Tisoa*), а также некоторые цериантарии, лингулы, олигохеты, лопатоногие и др. При отсутствии раковинки того или иного биотурбатора, а также обызвествленной трубки интерпретировать таксономическую принадлежность следов в трубчатых биотурбилитах чаще всего не удастся. Однако биогенная структура и тип биотурбации устанавливаются в любом случае однозначно.

Аэдисные биотурбилиты представляют собой биогенные структуры, образованные ходами, трубками, норами, сложно сочлененными между собой в пространстве. Другими словами, это органогенные постройки, но внутри грунта, ниже поверхности раздела осадок—вода. Среди червей подобные структуры могут образовывать *Rhizocorallium*, *Corophioides*, *Ilmenichnus*, *Diplocraterion* [Основы палеонтологии..., 1962; Геккер, 1980]. Наиболее типичны-

ми представителями биотурбаторов этой группы являются полихеты, формирующие своеобразные биогенные постройки, нарушающие или, можно сказать, полностью нивелирующие первичную дифференциацию осадочного материала. Таким образом, среди биотурбилитов установлено шесть классов биогенных структур: эрозионные, вихревые, форонидные, азидные, эрогермные и эрокладные (см.

рис. 10). Первый класс представляет собой группу хаотичных биотурбилитов, следующие три объединяются в группу системных (или организованных) биотурбилитов, а последние два представляют собой группу кластогермных биотурбилитов. В группе системных биотурбилитов установлены три подкласса (по характеру субстрата): вихревые, форонидные и азидные биотурбилиты.

### БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Биогенные текстуры еще менее изучены, чем биогенные структуры (рис. 12). В литературе [Современные и ископаемые рифы..., 1990] такие термины, как биоконт, биотект, агглютигерм, биостерн, биокруст, биоморф, биостел, биостома, биоритмитный, биостромный массив и др., возникли только потому, что процессам биофиксации осадка, биоаккумуляции не уделялось должного внимания, особенно во взаимоотношении с различными форма-

ми механической аккумуляции осадочного материала. Именно эта альтернатива (биоаккумуляция – инситный осадочный процесс) и создает все разнообразие биогенных текстур в природе. Биоаккумуляция – процесс образования пород активной секреторной деятельностью живых организмов как в виде фиксации осадка, так и в форме прямого инситного накопления скелетной массы. Последняя не подчиняется силам гравитации, на этой основе и

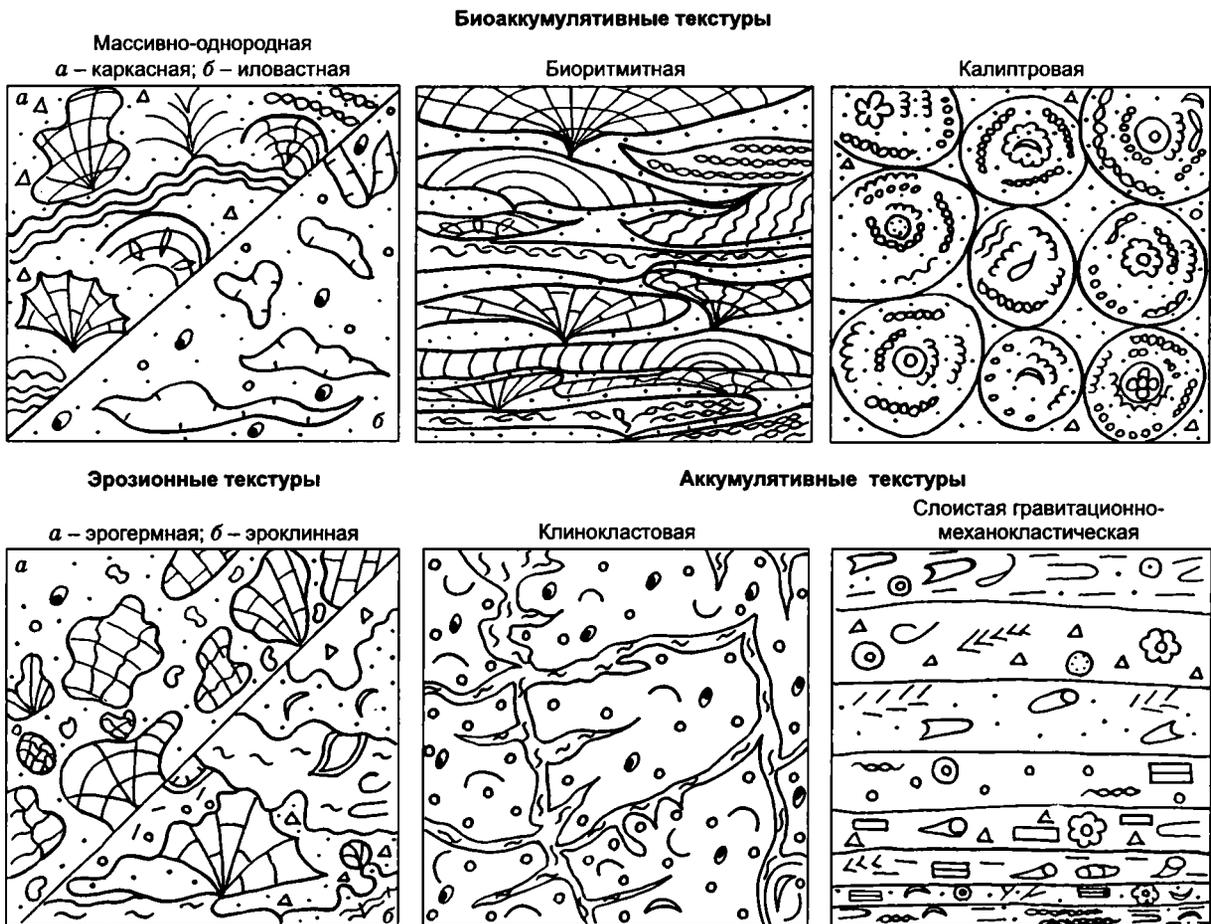


Рис. 12. Биогенные текстуры первичных карбонатных пород.

создается некоторая альтернатива этих двух важнейших процессов: гравитационно-осадочного и биоаккумулятивного. Биофиксация осадочного материала понимается автором очень широко – это и агглютирование тонких карбонатных и некарбонатных частиц, и цементация организмом-стабилизатором крупного и грубого осадка, и склеивание рассеянных скелетных остатков, и стабилизация (бактериями) подвижного илистого субстрата, и процесс задерживания органических и неорганических частиц, переносимых водным потоком.

В областях с широким развитием рифов, в процессе образования последних, биогенное образование пород может осложняться или даже прерываться процессами хемогенными и гравитационно-механическими. Поэтому при изучении ископаемых органогенных сооружений мы наблюдаем сложное соотношение пород с массивной однородной биогенной текстурой и пород с признаками так называемой биогермной слоистости. Согласно [Современные и ископаемые рифы..., 1990], последняя своим возникновением обязана попеременно нарастанию биогермообразователей различных формы и состава, а также перемежаемости их с сопутствующими образованиями – обломочным, детритовым, глинистым и другими материалами. По И.Т. Журавлевой [Там же], эта “слоистость” понимается как внутрикалиптровая. Однако к слоистости в понимании текстурном такая интерпретация “биогермной слоистости” не имеет никакого отношения, так как за “слоистость” здесь принимается чередование поверхностей обрастания скелетов (сочленения) друг с другом. В калиптрах такая последовательность может быть концентрической, в биоритмитах – плоскопараллельной, в биогермах – линзообразной и т. д. Если понимать текстуру как соотношение в пространстве участков породы, имеющих моноструктурное, однородное, монокомпонентное строение, то большинство органогенных построек типа биогерм, биостром будет иметь одну текстуру – массивно-однородную с равномерными характеристиками распределения компонентов в трех измерениях.

При наличии инкрустации поверхностей седиментационных пустот организмами с известковым скелетом (серпулы, некоторые фораминиферы, двустворки [Современные и ископаемые рифы..., 1990]), известковые корки нарастают на раковинки, оолиты, биоконпоненты различного состава. При наличии среди

рифостроящих организмов бесскелетных форм, оставляющих пустоты, формируется оригинальная группа иловатных текстур (название предложено автором), охватывающих все многообразие соотношений крустификационных пустот и основной биогенной карбонатной массы. Объяснение природы этих структур только наличием первичного газа (от гниения мягкого органического материала) не охватывает всего разнообразия структур. Некоторые из них, несомненно, принадлежат (табл. IX, фиг. 1, 3) к мягкотелым, т. е. неизвестковым организмам-спутникам либо рифолюбам в сообществе основных рифостроящих организмов. Отметим, что морфология этих полостей или пустот, полностью или частично заполненных яснокристаллическим кальцитом (спаритом), иногда с элементами радиально-лучистого, крустификационного внутреннего строения, точно напоминает форму скелетных образований, доминирующих в ориктоценозах. На этом и базируется предположение о том, что эти крустификационные структуры не что иное, как пустота, оставшаяся от мягкотелых бесскелетных форм. Несмотря на это, надо признать, что большинство иловатных текстур имеет полигенную природу, причем разница не только в величине и форме крустификационных полостей, но также и в динамике образования самой основной массы породы. То есть интерпретация иловатной текстуры должна исходить из гидродинамической оценки основных биоконпонентов породы: наличие или отсутствие спарита в межкомпонентном пространстве, присутствие ила, характеристики плотности захоронения, размерность и автохтонность породообразующих биоконпонентов.

Таким образом, в ядерной части органогенных сооружений доминируют различные модификации массивно-однородной и иловатных текстур. К группе биоаккумулятивных текстур следует относить еще две – биоритмичную и калиптровую (см. рис. 12). Биоритмичная макротекстура образуется в областях, где давление или влияние настоящих осадков на биоаккумуляцию достаточно сильное и выражается в последовательном чередовании биогенных и механокластических отложений, а также в смене биоаккумулятивных поверхностей с инситуной органикой (приспасабливающих к обилию осадка) отложениями явно гравитационного типа. Тем не менее это биоаккумулятивная текстура, так как роль биогенного фактора здесь доминирующая. Разрезом с

биоритмичной текстурой достаточно много в девонской системе, особенно на периферии в зарифовых зонах барьерных сооружений (например, нижний девон Салаира, томьчумышская свита).

Калиптровая текстура – достаточно распространенная текстура в рифовых системах фанерозоя. Калиптра – это органогенная постройка, чаще изометрической формы, образованная одним или несколькими организмами, обрастающими друг друга равномерно внутри (либо зонально, либо гнездообразно). Эта элементарная постройка может достигать размеров до 1–2 м в поперечнике. Самые мелкие диагностируются в шлифе (см. рис. 12; табл. XVII, фиг. 1). Представить механизм (катающийся) образования калиптр очень крупного размера достаточно сложно, в современных рифовых системах таких образований нет. Наблюдение калиптовой макротекстуры в среднем девоне Салаира (Баскусканский рифовый массив) показывает, что она формируется в активной субплатформенной зоне мелководного шельфа за рифом. Смещение или покачивание калиптр происходило из-за того, что в какой-то момент они представляли собой желваки, изъеденные камнеточцами, т. е. полупустые объекты. Вода, просачиваясь активно через норы, отверстия илоедов и камнеточцев, смещала эти изометрические образования, освобождая новые поверхности (уже литифицированные) для прикрепления новых скелетообразующих организмов. В межкалиптровом пространстве чаще всего наблюдается настоящий осадок гравитационного типа, обычно алевритовой либо пелитовой размерности, но иногда и карбонатный материал иной структуры и даже текстуры (микро).

Группы эрозионных текстур (см. рис. 12; табл. XVII, фиг. 2, 3; табл. XVIII, фиг. 1, 2) значительно менее распространены в областях развития органогенных построек не потому, что имеют подчиненное значение, а потому, что диагностика их еще не достигла совершенства, т. е. в смысле распознавания биотурбационных текстур не выработано четких критериев и признаков, по которым легко определить тот либо иной тип биотурбационного воздействия на породы. Здесь мы не будем описывать эроклистические породы, так как эроклиты, образованные организмами-кластаторами, попадая в осадок, ведут себя так же, как и частицы осадка, подчиняясь гравитации и механическому перемещению. Явные текстуры эро-

зионной природы наблюдаются в тех участках рифогенных сооружений, которые интенсивно переработаны камнеточцами и илоедами, т. е. подвержены интенсивной биотурбации. Например, типичные эрогермные текстуры наблюдались по керну скв. Северо-Калиновская-29 и Герасимовская-9. В последней наблюдалась жесткокаркасная политаксонная органогенная постройка, превращенная биотурбаторами в серию “индивидуализированных” эроклитов – отдельных частей инситных скелетов, погруженных в илистую либо кластически-пелитовую биотурбированную карбонатную массу. Эрогермная текстура представляет собой соотношение биотурбированной основной массы и частей инситных скелетов (эроклитов), оставшихся после воздействия биотурбаторов. Эрогермная текстура широко развита в областях рифовой аккумуляции в то время, когда рифовая система достигла уровня моря и на определенный момент законсервировалась на этой позиции, т. е. биотурбации подвержены все биологические объекты, не испытывающие активного процесса опускания, мгновенной литификации и захоронения. Эроклинная текстура образуется во всех других (кроме биогермных) карбонатных породах, где имеет место активная биотурбационная деятельность грунтоедов, нарушающая первичную дифференциацию карбонатного осадка. Иногда диагностика эрозионной поверхности (от деятельности биотурбаторов) производится по обнаружению явлений биотурбации осадка, как бы разрезающих или пересекающих скелетные образования и биокластический материал. Это очень важно, так как в другом подобном случае биотурбационную поверхность можно легко перепутать с эрозионной поверхностью волнового или штормового воздействия. Наблюдения эрогермных и эроклинных текстур крайне необходимы при изучении древних рифовых систем, так как они фиксируют приостановку в процессе их погружения.

Группа аккумулятивных текстур пород (см. рис. 12), в которых биокомпоненты являются основными, состоит из двух текстур – клинокластовой и гравитационно-механо-кластической. Первая характеризуется соотношением клинокластов и илистой основной массы, заполняющей оригинальные, иногда узорчатые промежутки между клинокластами. Последние представляют собой части массивной либо слоистой породы, образованной при

дезинтеграции слаболитифицированного субстрата на подвижном склоне. Гравитационно-механокластическая текстура образуется в тех областях рифового плато или зарифовой территории, где механический разнос биоконпонентов и фактор гравитационного осаждения частиц из водной среды начинают доминировать. В разрезах карбонатных пород с подобной текстурой наблюдается последовательная смена пластов, в пределах которых и ориентировка, и плотность захоронения биокластического материала, и механическая обработка последнего, и сортировка — все подчинено законам истинного осадочного процесса. Здесь необходимо уточнить термин “пласт” в отношении карбонатных последовательностей слоев. В большинстве случаев поверхности пластов совпадают с первичной дифференциацией карбонатного материала, и в этом случае пластовая отдельность формируется чаще по поверхности конкретных слоев. Однако в неко-

торых случаях границы пластов “пересекают” ориктоценозы, что позволяет предположить, что пласт приобретает самостоятельность намного позже всех процессов литогенеза и имеет, скорее всего, тектоническую природу. На больших глубинах, при высоких температурах, в обстановке тектонической активности (высокие давление и скорости опускания либо вздымания) в карбонатных породах, испытавших мощное уплотнение и обезвоживание, формируются новые, вновь приобретенные соотношения компонентов, появляются новые поверхности, подчеркивающие эти приобретенные качества. Поэтому при изучении карбонатных пород главным является исследование первичных соотношений биоконпонентов. Именно биоседиментология позволяет отбраковывать вторичное, приобретенное и сфокусировать внимание на тех особенностях, которые и дают возможность определить генетический тип карбонатных образований.

## СИСТЕМА БИОФАЦИЙ И БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Биофация — комплекс палеонтологических признаков, характеризующих ту или иную фациальную обстановку. В определение последней входит географическая и энергетическая характеристики, особенности рельефа дна, коадаптивные возможности организмов. Коадаптации организмов друг к другу — это то, что чаще наблюдает биоседиментолог в конкретных разрезах и обнажениях, и то, что характеризует экологические ниши в целом. Палеоэколог в отличие от биоседиментолога наблюдает экологические ниши в ископаемом состоянии. Это то, что обычно называют типами расселения организмов. Тип расселения — жизненная форма сообщества организмов, приспособившихся друг к другу и выработавших общие морфологические черты. Стержнем понимания биофации является тип расселения организмов. Но биофация, кроме этой основной характеристики главных или доминирующих пороодообразующих организмов, включает и комплекс сопутствующих признаков: явлений биотурбации и кластаторов, связывание илистого осадка или его отсутствие, факт симбиоза или комменсализма, наличие спутников-деструкторов или спутников-дестабилизаторов и многие другие биоседиментологические признаки, характеризующие эту конкретную экологическую нишу, резко отличающуюся от соседних (в разрезах — ниже и выше, в обнажениях — по латерали).

На палеонтологическом материале составить представление о трофической структуре древних биоценозов достаточно сложно. Но вполне уверенно можно констатировать, что в прошлом, как и в настоящем, объектом питания служили толща воды, детрит поверхности дна, толща осадков, живые организмы. Актуалистический подход к изучению древних, дав-

но вымерших организмов позволяет предположить, что среди последних, так же как и среди современных, пороодообразующих организмов [Наумов и др., 1984; Шепард, 1987] были подвижные и неподвижные сестонофаги, собирающие детритофаги, грунтоеды и хищники. О трофической структуре древних биоценозов мы можем судить лишь приблизительно, но соотношение организмов в пространстве, выраженное в своеобразной “скелетной” форме, позволяет иногда точно судить о прижизненных взаимоотношениях организмов. Явления симбиоза (паразитизма, мутуализма и комменсализма) можно диагностировать в ориктоценозах с высокой долей уверенности.

Паразитизм организмов в ориктоценозах наблюдается в виде развития “пленки отторжения” в скелете того организма, который испытывает неудобство от подобного сожительства. Такие отношения можно наблюдать между различными группами видов табулят, строматопорат, ругоз, гелиолитид, мшанок, археоциат и др. Паразитическая форма симбиоза организмов включает пищевые и метаболические отношения, приводящие к изменениям скорости и направления вегетативного роста, часто к деформации скелетных образований, развитию защитных реакций, проявляющихся в возникновении защитного скелетного слоя или стенки отчуждения, т. е. дополнительной скелетизации.

Мутуализм — явление, более часто наблюдаемое между видами кораллов, табулят, гелиолитид и хететид, а также между видами строматопорат и сирингопорид, мшанок и строматопорат, водорослей и кораллов. Именно симбиоз типа мутуализма, т. е. взаимовыгодное сожительство организмов друг с другом (например, для водорослей *Calcibionta* и археоци-

ат), позволило сохраниться и значительно эволюционировать древним биогенным системам в сложнейших, постоянно меняющихся географических условиях и существенно усовершенствоваться – до современного мутуализма кораллов и зооксантелл. Наблюдая древние коралловые биоценозы и ориктоценозы, нельзя утверждать о наличии подобного мутуализма, например, для табулят и ругоз. Однако межвидовой мутуализм в пределах табулятоморфной группы кораллов весьма возможен (почти со 100%-й уверенностью).

Моллюски – камнеточцы, нитчатые водоросли, губки, черви и другие инквивинисты, паразитировавшие на герматипных кораллах или сотрапезничавшие с ними, определяют в современном рифе второй (после соотношения зооксантелла–полип) уровень консорции. Последняя означает сочетание разнородных организмов, тесно связанных друг с другом в их жизнедеятельности единой общностью судьбы. Например, существует консорция известковых рифостроящих *Rhodophyta*, спутниками которых являются мшанки, полихеты, фораминиферы, водоросли.

Комменсализм – соотношение организмов, которые, находясь “за одним столом”, остаются нейтральными друг к другу. Среди комменсалов юрских коралловых рифов известны, например, мшанки, моллюски, хететиды, гидроидные полипы [Современные и ископаемые рифы..., 1990].

Только биоседиментолог может определить качество и тип взаимоотношений организмов на скелетном материале. Именно здесь при диагностике трофических связей необходим профессионализм палеонтолога, так как только он способен различить малейшие отклонения в морфологии скелетов, проявляющиеся либо в утолщении элементов скелета, либо в развитии зоны отторжения (паразитизм и антагонизм). Максимальные возможности организмов (мутуализм, либо благоприятное сожительство) выражены часто и в укрупнении всех элементов скелета, в появлении новых морфологических признаков (например, шипов, септ, бороздок и др.).

Комплекс биогенных и абиогенных “осадков” на морском дне, особенно для древних палеобассейнов, представляет собой ничтожный “остаток” бесконечного разнообразия организмов, их соотношений и связей, экологических систем, давших им начало. Сообщества организмов вырабатывают общие способы

адаптации как друг к другу, так и к среде, формируют коадаптации или жизненные формы – типы расселений организмов. Последние как бы противостоят таким факторам: 1) объем поступающего в экологическую нишу осадка; 2) неорганогенная цементация (посредством метеорных вод); 3) растворение метеорными водами; 4) волновая абразия и эрозия; 5) перемывание и перекачивание течениями поверхностного и донного типа; 6) прижизненная органогенная цементация, выраженная в образовании скелетов, ограничивающая свободу жизнедеятельности организмов; 7) затвердевание пелитового и илистого материала (субстрата) посредством аккреции (слипания частиц); 8) обильное осаждение ила из карбонатонасыщенной среды, инициированного бактериями и микроводорослями. Выработывая общие коадаптации (формы скелетов, интенсивность органогенного роста, мощность скелетизации, близкие морфофункциональные особенности, подобные функции сопротивления), организмы выживают в неблагоприятных экологических нишах и сами меняются в условиях резкой смены обстановок. Именно за счет интенсивности скелетизации, определенной коадаптивной формы скелетов, быстроты прирастания к субстрату, способности приспособиться к агрессивной среде и происходит расселение организмов в различные фациальные зоны бассейнов.

Любой геолог и литолог воспринимает комплекс органических остатков в породе как некую целостность. Например, “биогенный” каркас в биостромах и биогермах и вообще в органогенных постройках воспринимается, согласно терминам и понятиям, приведенным в работе [Современные и ископаемые рифы..., 1990], как единое целое, одноактное “событие”. Биоседиментолог никогда этого не допустит, так как появление даже одного рифостроящего организма в бассейне – это уже событие, причем сопровождающееся существенным перерывом. То есть даже для формирования скелета одного организма *in situ* требуется не только период времени всей его жизнедеятельности, но и диастема для литификации субстрата – формирования поверхностей для закрепления планулы или личинки. Это не говоря о том, сколько требуется времени, чтобы образовался определенный биоценоз на одной поверхности и сколько необходимо времени, чтобы его ликвидировать. Наблюдение этих поверхностей важно не только в стратифицированных

карбонатных породах, оно особенно важно в массивных каркасных образованиях, так как дает возможность диагностировать синхронные по возрасту сообщества организмов. Именно смена популяций в разрезе, сопровождаемая перерывами в осадконакоплении, и обуславливает последовательность в разрезе разновозрастных ориктоценозов рифостроящих организмов. Каркас органогенных построек, таким образом, представляет собой результат жизнедеятельности (в течение длительного времени) определенных поселений разного возраста (заросли, тампы, поля, луга) с элементами обрастания и сочленения скелетов в пространстве.

Каркас органогенных систем в геологическом прошлом формировался табулятами, ругозами, гелиолитидами, хететидами, мшанками, рудистами, строматопоратами, строматолитами, губками, водорослями и др. Многие виды из этих групп часто называют каркасообразующими. Ни один из них такой функции не выполнял, и в генетической программе этих форм образование каркаса не запланировано. Просто они имели способность прикрепляться к скальному субстрату, к любому скелету предшествующей популяции, к любому обломку или частице осадка, закрепляя, обездвигивая его, имели способность выжить в плотной биологической системе, приспособляясь в условиях неподвижности на дне друг к другу. Каркасная система формируется уже позднее, когда органогенная система прошла все фазы развития: от пионерной, через диверсификацию (расцвет), до доминанции и гибели. Морфология органогенных сооружений — результат действия противоречащих факторов: волновой абразии и биологической продуктивности, биодеструкции и биоаккумуляции, механической штормовой абразии и аккумуляции осадка внутри интерстиций, физического уплотнения карбонатного образования и обезвоживания, химического и водозного растворения и многих других факторов, в которые попадает органогенная постройка после погребения ее плащом осадочных отложений.

Признак биотурбации в органогенных постройках — такой же признак перерыва, как появление любого скелетообразующего организма на поверхности дна. Интенсивность биотурбации непосредственно связана с длительностью перерыва, который испытывает палеоэкосистема в период застоя, без привноса гравитационных осадков. На основе вышеизложенного можно сделать несколько выводов:

— термин “органогенная постройка” широкого диапазона использования может употребляться в любых системах, где есть признаки обрастания организмами друг друга и фиксации организмом илистой либо кластической массы;

— каркасные системы формируются бесчисленным количеством разновозрастных организмов-конструкторов с обязательными элементами волновой абразии и перерывами между поколениями сожительствующих организмов;

— морфология органогенных построек не имеет большого значения для их систематики и не несет генетического смысла, это результат воздействия абиогенных факторов на палеоэкологическую рифовую систему;

— внутреннее строение органогенных построек имеет генетическую природу, так как определяется динамикой среды, комплексом биогенных структур и текстур, разнообразием биофаций и экологических ниш.

По области жизнедеятельности среди биофаций (рис. 13) можно выделить три группы: бентосные, связанные с жизнью на поверхности субстрата, инфантные, живущие внутри субстрата, и нектонно-планктонные, живущие в толще воды. Последняя группа представляет собой тип расселения организмов, названный **плесами**, и характеризуется тем, что захоронение скелетов этого сообщества происходит с четким изменением геометрии первичного пространства. Каждой особи необходим конкретный объем пространства для ее жизнеобеспечения. Нарушение или деформация этого пространства приводит к неблагоприятию вида, а при длительном его дефиците и к гибели конкретной особи. Это “пространство” (биотоп) включает не только признаки физические — форму, геометрию, размеры, но и биологические — влияние, зависимость, воздействие особей-спутников. Переход из биосферы в литосферу может осуществляться: 1) *in situ*, т. е. с полным сохранением прижизненных характеристик среды, с сохранением скелета в момент гибели, его прижизненной формы, размеров и положения в пространстве; 2) на месте жизнедеятельности, т. е. с нарушением прижизненного положения в пространстве, связи с субстратом, но в пределах местообитания, с сохранением прижизненных биотических связей, прижизненной формы и размеров скелетных образований; 3) с изменением геометрии первичного простран-

Характеристика скелета, особенности захоронений, типы структур и текстур	Бентосные биофации					Инфаунные биофации	Нектонные-планктонные биофации	
	прикрепленных к грунту организмов							свободно лежащих на грунте организмов
	Луга	Поля	Тампы*	Заросли	Фарины*			Аэдисы*
Скелетные	Массивные	⊕ Кишечно-полостные, мшанки, археоциаты, гидроидные, водоросли	—	⊕ Кишечно-полостные, мшанки, гидроидные, водоросли	—	⊕ Кишечно-полостные, мшанки, водоросли, археоциаты	—	—
	Ветвистые	—	⊕ <i>Serpula</i> , <i>Aulopora</i>	—	⊕ Кишечно-полостные, мшанки, гидроидные, водоросли	—	—	—
	Корковые	⊕ Строматолиты	⊕ Кишечно-полостные, мшанки, гидроидные, водоросли	⊕ Строматолиты	—	—	—	—
	Камерные	—	—	Рудисты, якорные брахиоподы, устрицы, мидии	? —	⊕ Гастроподы, свободно-лежащие брахиоподы, продуктиды, моллюски	⊕ Лингулы, полихеты, моллюски	⊕ Тентакулиты, радиоларии
	Сегментные	⊕ Рецентакулиты	—	<i>Balanus</i> , усоногие, <i>Lepas</i> , лорикаты	⊕ Цистоидеи, морские лилии	—	⊕ <i>Spatangoida</i> , голотурии	⊕ Конодонты
	Спикуловые	⊕ Губки, <i>Scleractinia</i> , сфинктозоа	—	<i>Scleractinia</i>	<i>Scleractinia</i>	—	⊕ Цериантарии	—
Бесскелетные	Корковые	—	⊕	—	—	—	—	—
	Ветвистые	—	—	⊕	⊕	—	—	—
	Следы жизнедеятельности	—	—	—	—	—	⊕ Полихеты, <i>Rhizocorallium</i> , <i>Ctenichnus</i> и др.	—
Характер захоронения	<i>in situ</i>			На месте жизнедеятельности		<i>in situ</i>	С изменением геометрии первичного пространства	
Биогенные структуры и текстуры по типам биофаций	Инфлаут-фреймстоун массивный, корковый, камерный, спикуловый; текстуры массивные, эрогермные, биоритмичные	Инфлаут-байндстоун ветвистый, корковый, камерный; текстуры иловастные, биоритмичные, калиптровые	Инфлаут-баундстоун массивный, корковый, камерный, спикуловый; текстуры массивные, биоритмичные, эрогермные	Флаут-бафлстоун рамозный, сегментный, спикуловый; текстуры слоистые, массивные, калиптровые, клинокластовые	Флаут-инфлаутстоун массивный, камерный, сегментный; текстуры слоистые, иловастные, клинокластовые, эроклинные	Катстоун камерный, бесскелетный; текстуры эроклинные, иловастные, клинокластовые	Флаут-инфлаутстоун массивный, камерный, сегментный; текстуры слоистые, иловастные, клинокластовые, эроклинные	

\* Типы биофаций имеют авторское название

⊕ Таксономический состав биофации установлен

— Таксономический состав неясен либо не установлен

Рис. 13. Система биофаций и биогенные структуры.

ства — это значит, что литификация целых скелетов или его частей происходит в среде, отличной от прижизненной, с сохранением формы скелетов либо его фрагментов и частей (например, спикул); 4) с полной механической дезинтеграцией скелетов, нарушением абиотических и биотических связей.

Первые два типа захоронений относятся к автохтонным, по ним можно восстановить прижизненные отношения организмов друг к другу и к субстрату, сделать вывод об условиях их существования, определить тип биофации и ее жизненную форму (коадаптивную) — тип расселения организмов. При деформационном захоронении (третий тип) восстановить тип расселения удастся не во всех случаях, так как переход в литифицированное состояние происходит обязательно с изменением первичного положения скелетообразующего организма в пространстве. Более или менее близким к действительности получается анализ состава и структуры биофаций, если комплекс органических остатков (например, позвоночных) захоронился в субстрате, в котором большая часть гравитационного материала попала из той среды, где обитал организм. Плесы означают, скорее, не тип расселения и коадапций, а тип вмещающей среды и взвешенный свободный характер существования в ней организмов. Для третьего типа инситуных захоронений в основном не наблюдается, только иногда в пределах местообитаний, причем условных. К этому случаю можно отнести биогенные структуры — флаутстоуны, а текстуры — гравитационно-слоистые, механокластические, иловатные и клинокластовые (склоновые). Для захоронений четвертого типа диагностика биофаций и тем более типов расселений практически невозможна. Механическая смесь обломков и осколков скелетов разного типа и ее перемешивание с кластическим материалом того же размера уже в составе осадочного процесса уничтожает все признаки прижизненных связей (биофации) скелетообразующих организмов. Поэтому в случае захоронений четвертого типа возможна лишь условно-предполагаемая диагностика биофаций, причем не в участке литификации, а в области разрушения скелетов (сноса).

Определение состава, типов биофаций и расселения организмов для инситуных захоронений и захоронений на месте жизнедеятельности (первый и второй тип) производится с высокой долей интерпретации реально суще-

ствующих прижизненных соотношений организмов, условий их существования, динамики среды и динамики литификации. Среди бентосных биофаций выделяется две группы — жестко прикрепленные к грунту организмы и свободно лежащие на грунте (фарины). **Фарины** относятся к достаточно распространенному характеру расселения организмов на грунте, где отсутствует активная волновая деятельность или влияние течений, достаточно пищи и кислорода, где спокойная, не застойная обстановка и небольшой привнос осадка извне. На рис. 13 не приводится полный таксономический состав этого вида расселения, здесь даны примеры в основном скелетообразующих организмов (кишечнополостные, мшанки, водоросли, гастроподы, брахиоподы, моллюски). Однако по количеству в ранге отряда-класса их на порядок больше, если, конечно, не учитывать мягкотелые формы, не образующие скелет. По-видимому, в геологическом прошлом этих форм не просто на порядок, а в сотни раз больше видов и родов, классов и отрядов, только сохранившихся в геологической истории, чем в современных биоценозах. Так как литификация фарин происходит на месте жизнедеятельности (в большинстве случаев, хотя есть исключения), в качестве основных биогенных структур среди них диагностируются флаутстоуны и инфлаутстоуны, а биогенные текстуры могут иметь и элементы гравитационных осадков (например, слоистые).

**Аэдисами** названа группа инфаунных биофаций, в составе которой доминирует ихнофауна, ведущая как активный, так и пассивный образ жизни. Она образует как самостоятельный скелет, так и трубки, норы, раковины внутри грунта и просто оставляет следы своей деятельности. Ихнофауна и разрушает грунт (дестабилизаторы), и фиксирует осадок своими скелетными постройками. В подавляющем числе случаев литификация аэдисов происходит *in situ*, т. е. с полным сохранением характеристик скелетов, следов жизнедеятельности в прижизненном положении. В качестве примера (это далеко не полный состав) можно привести следующие таксономические группы, которые диагностируются как аэдисы: полихеты, моллюски, голотурии, цериантарии, ризокораллиумы и др. Биогенные структуры аэдисов слабо изучены в нижнем и среднем палеозое, несколько лучше в карбоне и перми, однако всесторонние публикации по этому направлению отсутствуют. Надо отметить, что полихе-

товые “постройки” по типу архитектуры несколько не отличаются от каркасных рифовых, однако по сути резко отличны от последних. Рифовые каркасные образования биоаккумулятивные по природе, а биогенные структуры полихетовых “построек” биодеструктивные, с выносом материала. Для последних предлагается термин “катстоун” (англ. cutstone – разрыхленная порода). Насколько широко распространены подобные структуры в геологическом прошлом, пока не совсем ясно.

Среди прикрепленных бентосных биофаций установлены четыре типа расселения организмов: **луга, поля, тампы и заросли**. Именно эти типы расселения являются главными в распределении организмов в пределах рифов и вблизи них, в пределах мелководного шельфа и сублиторали, в пределах карбонатных построек различного типа, формы и положения, в пределах карбонатной платформы, т. е. практически во всех фациальных зонах палеобассейнов. Термины “луг”, “заросли”, “поле” уже использованы для табулят и водорослей в работе [Современные и ископаемые рифы..., 1990], однако четкой ясности после знакомства с приведенными в ней определениями нет, тем более что предложенный вариант интерпретации не охватывает всего разнообразия форм, а часто эти определения противоречат друг другу. Например, водорослевый луг и заросль – это одно и то же, они образуются обрастаниями в виде слизистых пленок, создающих сплошной ковер. Табулятовый луг и табулятовые заросли (по Ю.И. Тесакову [Там же]) – также одно и то же, это поселения, образованные тонко- и толстоветвистыми колониями, различающиеся только размерами колоний. Табулятовое поле отличается только доминированием массивных скелетов изометрических или близких к ним форм полипняков. Кроме того, не учтен еще один очень важный тип расселения – корковая, обрастающая, пластинообразная, пленочная форма скелетов, стабилизирующая илистый слаболитифицированный подвижный субстрат.

Биофация с доминированием стабилизаторов коркового типа или организмов с преобладающей корковой, пленочной, пластинчатой и подобной формой скелета диагностируется чаще в гидродинамически активной зоне (при скальном субстрате) либо, наоборот, в затишных обстановках (илистый субстрат) и в энергичных (зернисто-пелитовый субстрат) карбонатных платформах. Ее функция – фиксировать подвижный или слаболитифицированный осадок,

который сохранился после мощной абразии и от обильного привноса илистого материала. Такой тип расселения организмов назван **полями**, он характерен для многих таксономических групп, включая бесскелетные формы (см. рис. 13). При переходе этого типа расселения в литифицированное состояние инситные скелетные образования переходят в породу, практически не меняя положения в пространстве, с полной сохранностью геометрии, размеров и форм скелетов. Распадение скелетов на фрагменты и части может произойти, во-первых, в случае, если это скелет сегментного, камерного или спикулового типа; во-вторых, если корочки и пленки скелетных образований распались в результате мощного уплотнения и обезвоживания илистого субстрата. Наиболее распространенными биогенными структурами являются инфлаутстоун и байндстоун, а текстурами – иловатные, биоритмичные, калиптровые.

**Лу́га** – тип расселения организмов с массивной, изометрической или близкой к ним формой скелетов. Это основной для современных и древних погребенных рифов тип расселения организмов-архитекторов, рифостроителей. Функция конструирования заложена в генофонде различных таксономических групп от фораминифер до водорослей, причем тип скелета по устойчивости к разрушению [Ginsburg, 1956] может быть совершенно различным: массивным, корковым (образующие желваки), сегментным и даже спикуловым (связанным в жесткий каркас, типа фаретронных скелетов). Диагностировать условия существования, динамику среды и литификации при инситном захоронении этого типа расселения очень легко, так как компоненты этой биофации переходят в литосферу, сохраняя почти все характеристики среды и взаимоотношений между организмами, с полным сохранением прижизненного положения в пространстве. При исследовании биогенных структур этого типа расселений (так же как и полей, зарослей и тампов) на скелетном материале можно даже предположить симбиотические отношения между организмами. В этих случаях наблюдаются органогенные постройки, которые мы называем симбиогермами (табл. VII, фиг. 5, 6). Этот термин дается в справочнике [Современные и ископаемые рифы..., 1990].

Биогенные структуры этого типа расселения обычно представлены инфлаутстоунами и фреймстоунами, а текстуры в основном массивно-однородные, биоритмичные, эрогерм-

ные. Последние возникают в тех участках рифа, которые после длительного “стояния” подверглись мощной биотурбации.

**Заросли** – тип расселения организмов с кустистыми, ветвистыми, пластинчатыми прямостоящими, одиночными, цилиндрическими и подобными формами скелетов. Это определение очень близко к понятию “табулятовые заросли” Ю.И. Тесакова [Современные и ископаемые рифы..., 1990], но значительно расширено за счет включения морфологически близких коадаптивных форм других скелетообразующих организмов: водорослей, мшанок, гидроидных, морских лилий. Диагностировать инситные захоронения зарослей с прижизненным положением скелетов в пространстве достаточно сложно, так как подобные захоронения крайне редки из-за специфических (затишных) условий существования. Большая же часть зарослей литифицируется в пределах жизнедеятельности. Конечно, заросли, как самый неустойчивый к волновому воздействию тип расселения, поставляют огромное количество биокластического материала в осадок, однако восстановление реально существующих характеристик среды возможно только в случае захоронения *in situ*. Если захоронение зарослей происходит на месте жизнедеятельности, возможны искажения за счет смещения биотопа, за счет литификационной деформации скелетов (алло- и автофрагменты), вследствие перемешивания соседних зарослей. Но в любом случае тип расселения и таксономический его состав устанавливаются с определенной долей приближения к истинным, даже в случае, когда в ориктоценозах имеются признаки гравитационных отложений (слоистые и механокластические текстуры).

Главные биогенные структуры “инситных” зарослей – флаутстоуны и бафлстоуны. Причем структуроопределяющими компонентами в них являлись организмы со скелетом не только рамозного типа, но и сегментного, спикулового и, возможно, камерного типов. Последнее доказывается наблюдением часто встречающейся ассоциации прикрепленных (с помощью бисуса) к грунту брахиопод и ветвистых табулят в разрезах нижнего девона Горного Алтая и Салаира. Основными текстурами зарослей в литифицированном состоянии являются массивно-однородные, калиптровые, клинокластовые, реже гравитационно-механокластические (“лапша”).

**Тампы** – тип расселения организмов с мелкими желваковыми, изометрическими, грушевидными, якорными формами скелетов. По форме очень близки к массивным изометрическим скелетам такого типа расселения, как луга, но отличаются типом контакта с грунтом (в одной точке). Функционально близки к зарослям, но характеризуются крайним морфологическим разнообразием скелетов различных групп организмов: кишечнополостные, мшанки, гидроидные, водоросли, строматолиты, фораминиферы, рудисты, брахиоподы, усонгие раки, лорикаты и даже склерактинии. Наличие скелетов камерного, сегментного и спикулового типов при захоронении *in situ* создает некоторые трудности при восстановлении первичного прижизненного состава, соотношения скелетов в пространстве, формы скелетов, их размеров, поскольку действительно инситные компоненты (массивные, камерные скелеты) как бы висают в породе. Реально при жизни они контактировали с организмами спикулового или сегментного типа, но последние после гибели мягкой соединительной ткани распались на отдельные элементы (спикулы, фрагменты, сегменты и т. п.), образуя пустоту, позднее заполненную (или “задавленную”) основной карбонатной массой.

Наиболее типичными биогенными структурами для тампов в литифицированном состоянии являются инфлаутстоун, фреймстоун, лайтстоун, баундстоун, а текстурами – массивно-однородные, биоритмичные, эрогермные. Биогенные структуры, образованные бескелетными формами в породе, сложны для определения. Сама природа их неясна и требует дальнейшего осмысления, изучения и расшифровки. Небольшой опыт их наблюдения в рифах Алтая и Салаира в шлифах показывает, что встречаются они чаще в таких типах расселений, как поля, тампы, заросли и аэдисы. Последние достаточно хорошо описаны в литературе (см., например, [Геккер, 1980]) в качестве следов жизнедеятельности. В бентосных биофациях прикрепленных к грунту организмов отмечались пустоты, заполненные таблитчатым кальцитом (спаритом), которые можно интерпретировать как мягкотелые корковые формы, а также разнообразные ветвистые и кустистые бескелетные организмы. Морфология предположительного организма диагностировалась по аналогии с доминирующим в одном ориктоценозе типом скелета структуроопределяющих форм.

## ЭНЕРГИЯ СРЕДЫ И БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Цель биоседиментологического анализа — восстановление реальной обстановки существования организмов. Уровень энергетического состояния среды обитания (или бассейна) является одним из главных абиотических факторов. Реконструкции динамики литификации, динамики переноса и захоронения, энергии среды в пределах местообитания организмов — непростая задача, и решение ее возможно при глубоком анализе всех параметров взаимосвязи организм—среда: от морфологии скелетов до характеристики субстрата и степени биотурбации осадка. Морфология скелетов, тип расселения организмов и биогенные структуры, образующиеся в процессе перехода ассоциаций организмов (или их остатков) из биосферы в литосферу, являются главными характеристиками, по которым можно судить об энергетическом состоянии бассейна или среды обитания. Для глубокого анализа параметров взаимосвязи организм—среда могут быть привлечены все материалы, связанные с процессами биоседиментологии, например, диаграмма зависимости факторов среды в области карбонатонакопления (гл. 1), классификация биокомпонентов карбонатных пород, система первичных структур карбонатных пород (гл. 6) и зависимость образования биогенных структур от уровня энергетического состояния среды (рис. 14). Эти материалы, как и система биофаций (гл. 7), базируются на динамической основе. То есть главным стержнем этих классификаций является уровень энергетического состояния бассейна. Что это такое?

В пределах морских акваторий как современных океанических бассейнов, так и древних палеобассейнов имеется и, по-видимому, имелось большое количество течений: донных и поверхностных, вдольсклоновых и попереч-

ных, приливно-отливных и вдольбереговых, речных, подводно-каньонных, турбидитных и др. Их роль в переносе осадков, как и в разрушении слаболитифицированного субстрата в пределах акваторий, различная, как различна эта роль и в разные периоды геологической истории. Штормы, цунами, землетрясения разной силы резко увеличивают уровень энергетического состояния бассейна. Чем выше этот уровень, тем больше возможности разрушения всего, что было создано в бассейне: органогенных построек, рифов, одиночных и кустистых зарослей кораллов, подводного рельефа, слаболитифицированного субстрата, биогенных и литогенных образований различной природы. Чем выше уровень энергетического состояния бассейна, тем выше степень размыва и перетложения субстрата, степень абразии дна, тем больше масштаб перерыва на границах слоев и меньше биотурбации осадка. Очень интересным представляется соотношение степени биотурбации осадка и энергетического состояния бассейна (ЭСБ). На первых этапах повышения ЭСБ роль биотурбации увеличивается, так как наличие диастемы и уменьшение интенсивности биоаккумуляции (при отсутствии илистого осадка) способствуют биотурбации. Однако на последних фазах повышения ЭСБ его разрушающее воздействие просто не позволяет закрепиться биотурбаторам в активной подвижной среде. Таким образом, ЭСБ — это разрушающая способность среды.

В классификации первичных биогенных структур карбонатных пород заложен принцип энергетики среды. Главным в классификации является соотношение илистого и зернистого компонентов. Чем больше ила в осадке, тем ниже энергия среды; чем больше зернистого компонента, тем выше ЭСБ. Это отражено на

Уровни энерг. состояния бассейна	V	IV	III	II	I
Биокластиты		← Дальность транспортировки	← Понижение эрозии	← Дальность транспортировки	
	Эрозия	Грейнстоун Рудстоун	Пакстоун	Флаутстоун Вакстоун	Мадстоун
	Вынос элементов разрушения	Увеличение размеров зерен	Увеличение энергии среды	Увеличение содержания аллохтона (%)	
Биолиты	Увеличение степени устойчивости скелетов ← → Слабость субстрата				
	Фреймстоун Байндстоун (хиллстоун)	Лайтстоун Клоусстоун	Викстоун Софтстоун	Байндстоун (файлдстоун) Фрагмент. инфлаутстоун (камерный + ветвистый тип)	Бафлстоун Фрагмент. инфлаутстоун (сегментный + спикуловый тип)
	Понижение эрозии	Увеличение содержания автохтона (%)	Уменьшение размера компонентов	Увеличение эрозии	Увеличение содержания компонентов (%)

Рис. 14. Энергетическое состояние среды и биогенные структуры.

рис. 14 в последовательностях различных типов биокластитов – от мадстоуна до грейнстоуна. Уровни ЭСБ достаточно условные, в настоящей работе их выбрано пять: первый – самый низкий, пятый – самый высокий. Именно диагностика первичных биогенных структур и позволяет четко определить тот или иной энергетический уровень.

Плотность захоронения, размерность биокомпонентов, а также тип скелетов – важнейшие характеристики, которые могут быть использованы при определении динамики среды. Типизация скелетов по степени их устойчивости к разрушению (классификация Р.Н. Гинзбурга [Ginsburg, 1956]) – главный инструмент при определении компонентов, слагающих основные пороодообразующие структуры (гл. 3). Поведение разных типов скелета (массивный, ветвистый, камерный, сегментный, корковый, спикуловый) в различных гидродинамических режимах позволяет определить, какие элементы скелета или биокомпоненты образуются при интенсивной дезинтеграции от жесткого динамического воздействия. Например, наличие осколков скелетов массивного типа говорит об очень высоком уровне динамики

среды, а появление в породах осколков (такого же размера) скелетов ветвистого типа свидетельствует о более низкой гидродинамической активности среды. Осколки и обломки скелетов спикулового либо сегментного типа необязательно являются показателями подвижности среды, они могут свидетельствовать просто о дезинтеграции скелетов в крайне спокойной обстановке, на месте жизнедеятельности организмов, вследствие естественного разрушения (старение организма) мягких тканей, соединяющих элементы скелетов. Наиболее устойчивы к разрушению организмы с массивным типом скелетов, а также с корковым типом. Дезинтеграция их на части в плотной скелетной массе почти невозможна даже при самых разрушительных воздействиях среды. Это не означает, что в прибойной зоне на гребне рифа (уровень V) не могут поселиться ветвистые либо одиночные формы с сегментным или спикуловым типом скелетов. Они могут усиленно развиваться в гидродинамически активной среде, постоянно разрушаясь и поставляя кластический материал в интерстиции каркаса органогенных построек. Однако в породах в качестве следов жизнедеятельности

этих форм захороняются только нижние части скелетов, представленные скелетными массами, напоминающими корковые обрастающие формы или скелетные “наросты”.

В ряду биокластитов в обстановке уровня V ЭСБ не может литифицироваться обломочный материал, так как здесь доминирует процесс разрушения, а не накопления. Активная эрозия либо абразия субстрата не позволяет осадку закрепиться. Однако в областях биоаккумуляции именно в этой зоне могут закрепляться и развиваться крупносkeletalные формы с массивным и пластинообразным типами скелетов. Именно здесь образуются такие биогенные структуры, как фреймстоун и байндстоун (хиллстоун). Последний отличается от другой разновидности байндстоунов — файлдстоуна тем, что образован более плотным захоронением скелетов пластового, коркового типа. Для файлдстоунов типичны мелкие пленочные, обрастающие формы скелетов, большее количество илистой основной массы (до 90 %). Такие биогенные структуры могут образовываться в энергетической зоне II.

Размерность компонентов биогенных структур, как и плотность их литификации в ориктоценозах, имеет огромное значение при биоседиментологическом анализе. Например, плотные мелкоглобидные водорослевые флаутстоуны не могут играть большой роли в биоаккумуляции в энергетически активных зонах (уровни III–IV), потому что являются легко разрушаемыми образованиями. В зоне IV среди биолитов большое значение имеют устойчивые к разрушению жестко прикрепленные к грунту софтстоуны и клоустоуны. Последние относятся к скелетным инфлаутстоунам и характеризуются (см. рис. 10) наличием крупносkeletalных форм (более 100 мм), с их содержанием в породах более 10 %. Если подобные структуры содержат еще незначительное количество ила, такие биогенные структуры могут быть практически неразрушаемыми.

Среди биокластитов в энергетической зоне IV могут литифицироваться рудстоуны и грейнстоуны. Увеличение плотности захоронения биокластиков совместно с ростом их размеров для рудстоунов являются гарантией их литификации. Для грейнстоунов к этим характеристикам добавляется признак слипания частиц, т. е. образования гроздевидных агрегатов, служащих своего рода каркасом для подвижной зернистой массы. Для биокластитов в целом дальность транспортировки прямо уя-

вляется с уменьшением размеров обломочных частиц, т. е. аллохтонного элемента. Например, чисто илистые карбонатные породы (мадстоуны) являются фоновыми отложениями, они формируются в наиболее глубоководных (уровень I) затишных зонах бассейнов в результате выпадения частиц из тонкой взвеси. Наличие здесь шлама, детрита и мелко-тонкоосколочного компонента, являющихся основой мадстоунов, легко объясняется развитием в глубоководье мутьевых потоков наподобие “рифового молока”. Определяя дальность переноса и процентное соотношение аллохтона к автохтону в областях карбонатонакопления, можно утверждать, что более мелкие аллохтонные частицы карбонатного состава не переносятся далеко, если транспортировка происходит обычным механическим путем, с сальтацией. При перемещении аллохтона в виде взвеси в составе турбидитных потоков количество, а иногда и размерность практически не зависят от дальности переноса.

Для биолитов увеличение степени устойчивости скелетов четко коррелирует с увеличением процентного содержания автохтона и повышением энергетики среды. Обратная тенденция приводит к образованию (например, в энергетической зоне I) таких биогенных структур, как тонковетвистый бафлстоун, фрагментарный инфлаутстоун. Причем такие структуры могут формироваться в слабых сыпучих грунтах на слаболитифицированных субстратах с большим количеством илистого материала. Здесь следует сказать об интерстиции фрагментарных инфлаутстоунов. Эти структуры образованы организмами, скелеты которых после литификации распадаются на части либо в процессе уплотнения, обезвоживания и диагенеза, либо в результате гибели мягкой соединительной ткани, связывающей элементы скелета (например, чехлового и спикулового типов). Наличие автохтонных неперемещенных частиц скелета (например, спикулы губок) — критерий диагностики неподвижной в энергетическом плане среды.

Энергетический уровень III, как и все предыдущие, условен и выделяется по сопоставлению биогенных структур в ряду от бафлстоунов до инфлаутстоунов для биолитов, и в ряду от вакстоунов до грейнстоунов для биокластитов (см. рис. 14). Для последних важнейшим критерием диагностики ЭСБ являются факторы упаковки биокластитов (признак соприкосновения), а также наличие или отсут-

ствии первичного зернистого карбоната в цементирующей массе. Присутствие спарита в пакстоунах в любом количестве, а также в различных разновидностях флаутстоунов — явный показатель повышения ЭСБ. Поэтому при биоседиментологическом анализе требуется особая петрографическая точность в определении состава цемента от вакстоуна до флаут- и пакстоунов, так как именно этими характеристиками и отличаются биокластиты энергетических зон II и III.

В ряду биоаккумулятивных образований энергетический уровень III диагностируется в последовательностях биогенных структур от фрагментарного инфлаутстоуна до викстоуна и софтстоуна. Здесь основными признаками для определения уровня ЭСБ являются плотность захоронения и размерность биокомпонентов. Наиболее типичные для зоны III вик- и софтстоуны (подразделения скелетных инфлаутстоунов) отличаются от клоустоунов более мелкими размерами основных структурообразующих компонентов: для софтстоуна — более 30 % компонентов поперечником 20–100 мм, а для викстоунов — более 50 % компонентов размером до 20 мм. Причем увеличение плотности для этих структур четко коррелирует с повышением активности среды одновременно с уменьшением размерности компонентов. Последнее типично только для уровня III ЭСБ, в целом же с I по V уровни отмечена прямая зависимость размера скелетов и энергетики среды. Вик- и софтстоуны являются мелкоскелетными разновидностями инфлаутстоунов — субкаркасных образований инситного типа. Эти породы не имеют единого жесткого каркаса во всем объеме, однако они насыщены изолированными друг от друга мелкими самостоятельными органогенными постройками до симбиогермов, калиптр и биогермов даже политаксонного состава. И в целом они составляют тоже жесткую систему, которую часто называют *субкаркасной*, так как она слаборазрушаемая, достаточно устойчивая к волновому воздействию.

Энергетический уровень II характеризуется в системе биолитов наличием флаутстоунов и фрагментарных инфлаутстоунов ветвистого и камерного типов. Последняя биогенная струк-

тура относится к группе инситных (т. е. на месте жизнедеятельности). Фрагментарной она называется потому, что ветвистые скелеты и раковинные формы захоронялись на месте обитания, рассыпаясь на части (или фрагменты) вследствие неравномерной литификации и обезвоживания. По сравнению со спиккуловыми инфлаутстоунами камерные и ветвистые их разновидности энергетического уровня II имеют жесткий контакт скелета или его части с субстратом.

Особенности диагностики ЭСБ обсуждались в настоящей работе почти во всех главах, начиная с диаграммы зависимости факторов среды в областях карбонатакопления (см. рис. 2). Особое место было отведено динамике среды при описании системы биогенных структур (см. рис. 10), так как базой этой системы является энергетический принцип построения. При рассмотрении системы биофаций также большое внимание уделялось ЭСБ, так как типы расселения организмов и в современных, и в древних бассейнах непосредственно связаны с рельефом дна и динамикой водной среды. При обсуждении классификации биокомпонентов карбонатных пород (см. рис. 5) определяющее значение динамики среды при образовании компонентов не только констатировалось, но и обосновывалось при детальном анализе механизма образования всех типов скелета, его фрагментов, частей, элементов, осколков, обломков, а также характеристики плотности литификации и размерности биокомпонентов. Все указанные особенности диагностики ЭСБ наряду с вышеизложенным и составляют биоседиментологический анализ в части определения энергетики среды. Невыясненным в этом направлении остается роль биотурбилитов. Интенсивность биотурбации осадка возрастает в областях с повышенным гидродинамическим режимом, но практически отсутствует в зонах мощной абразии и выноса обломочного материала. Надо признать, что разрушение субстрата биотурбаторами способствует ослаблению грунта, делает даже скальные образования легко разрушаемыми, подверженными волновому либо штормовому воздействию.

## БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЯ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Высококачественный фациальный анализ может проводиться только в хорошо изученных районах. Такими регионами являются юго-восточная часть Западно-Сибирской плиты, Салаир, Горный Алтай. Автор в течение 20 лет изучал здесь разрезы силура, девона и карбона. Особое внимание уделялось фауне, роли организмов в образовании осадков, типам рассеяния последних, таксономическому составу биоты, палеоэкологическим и тафономическим наблюдениям. Важное место среди них занимали кораллы.

Табулятоморфные кораллы в палеозое имели огромное значение в пороодообразовании, часто доминировали в рифовых сообществах силура и девона. Наиболее изучены в их составе табуляты. Многими учеными исследовались особенности роста этих кораллов и развития их колоний. Например, В. Оливер [Oliver, 1968] хорошо изучил топографию центров вегетативного роста табулятоморфных кораллов, а Б.В. Преображенский [1982] определил зависимость направления роста колоний и их жизненных форм. Автор использовал эти данные (см. рис. 11) с целью определения роли табулятоморфных кораллов в формировании основных каркасных пород ядерных частей рифовых комплексов и в образовании биогенных структур различных типов.

Наблюдения в конкретных разрезах на Горном Алтае, Салаире и на скважинах Западной Сибири показывают, что роль табулятоморфных кораллов в рифообразовании в силуре и девоне была доминирующей. Биогенные структуры типа бафлстоуна образованы ветвистыми цилиндрическими, одиночными, дендровидными, листообразными, гребенчатыми, пластинообразными и вееровидными скелетами табулят с центральным и последовательным

типом роста колоний (см. рис. 10). Байндстоуны образованы дисковидными, уплощенными, ламеллярными, пленочными, корковыми обрастающими, сетчатыми скелетами табулят с площадным, последовательным типом роста колоний. Фреймстоуны образованы массивными компактными, массивными из вертикальных пластин и массивными из вертикальных цилиндров скелетами табулят с площадным типом роста колоний и объемным типом перемещения зоны роста в пространстве (см. рис. 10). Большинство табулят относятся к конструкторам и стабилизаторам высокого и нулевого уровней. Подобное исследование можно провести и для других пороодообразующих организмов, особенно в отношении формирования различных биогенных текстур и структур.

При описании обнажений на Горном Алтае и Салаире, а также на скважинах широко использовались термины “биогерм”, “биостром” в таком понимании, как дано в справочнике [Современные и ископаемые рифы..., 1990]. Применялся и термин “симбиогерм” для мелких калиптр и биогермов, для которых сочленение скелетов пороодообразующих организмов интерпретируется как прижизненное, обусловленное симбиотическими взаимоотношениями организмов. Биогенные текстуры карбонатных пород значительно менее изучены, чем биогенные структуры. Имеющийся материал позволяет определить три типа текстур (см. рис. 12): биоаккумулятивный, эрозионный и аккумулятивный. В первом типе выделяются три класса — калиптровая, биоритмичная и массивно-однородная текстуры. Последняя характеризует ядерные части рифов, создается каркасообразующими организмами в условиях мощного доминирования биоаккумуляции. Выделяется две разновидности массивно-одно-



Элементы ландшафта	Береговая клиноформа (литераль)		Бассейн внутршельфовый (лагуна)		Рифовая платформа (ундаформа)		Передовой склон предрифтовый	Бассейн открытый
	Плато (до супралитерали)	Склон	Центральная зона	Склон	Плато	Фронт рифа		
Номер фашиального пояса	1	2	3	4	5	6	7	8
Комплекс типичных литологических разновидностей, пород, структур	Строматолиты, желваковые доломиты, водоросли, корки, красноцветные терригенно-карбонатные отложения	Водорослевые маты, намывные пляжи, отмели, ламиниты, биотурбилиты, пеллетовые оолитовые грейнстоуны, полосчатые аргиллиты, косослоистые вакстоуны	Керогеновые микриты, толстослоистые кальцисилиты, биокластические вакстоуны, штормовые калькарениты, сланцевый комплекс	Осадочные брекчиевидные известняковые песчаники, чередование пак-вакстоунов с аргиллитами, биокластиты с аренимом, полосчатые известняки и биотурбилиты	Высокоэнерг. грейнстоуны, онколиты и калькарениты, крупно-средне-слоистые биокластиты с аренимом, полосчатые известняки и биотурбилиты	Баундстоуны, биолититы, кораллово-водорослевые бафлстоуны, в интерстициях биокластиты, массивные известняки и доломиты	Кластическая осыпь с рифа, кальцирудиты, дебриты, клинокластические известняки, оползневые породы	Ритмично-слоистые высокоуглеродистые породы, кремнистые доломитовые илы, ламиниты, турбидиты, сопрапелиты, сликулиты, эоловые осадки
Характерный комплекс ископаемых организмов	Строматолиты, наземные растительные остатки, раки, инфауна, остракоды	Водорослевые инкрустаторы, губки, мшанки, сверлящие и зарывающиеся организмы	Бентосные фораминиферы, двустворки, гастроподы, упнетенная биота, следы сверления, тентакулиты, конодонты	Узкоспец. бентос, водоросли, биотурбаторы, строматопораты	Моллюски, водоросли, фораминиферы, узкоспец. кораллы, мшанки, строматопораты, деструкторы	Табуляты, строматопораты, бентосные фораминиферы, синезеленые и красные водоросли, рифолюбы, конструкторы	Ветвистые строматопораты, кораллы, водоросли, губки, мшанки, раки	Кондонты, губки, радиолярии, рыбы, планктон, фораминиферы, сликулиты, остракоды, тентакулиты
Динамика литификации	Хардграунды отсутствуют вследствие мощной волновой абразии, поверхностной абразии, а также избытка кислорода и осадочного материала		Диастемы редки, они фиксируются колонизацией бентоса или литификацией РОВ	Приостановки или диастемы диагностируются по развитию биотурбилитов	Перерывы в осадконакоплении фиксируются по развитию карбонатного пелита в карсте, признакам волновой абразии, наличию карманов в каркасе	Диастемы наблюдаются по развитию водорослевых инкрустаторов	Хардграунды фиксируются литификацией РОВ или кремнезема	
Особенности цементации	метеорная поверхностная цементация		первичный цемент, осаждающийся из морской воды			Увеличение доли позднего цемента		ранняя цементация из морской воды
Геохим. обстановка	резко-окислительная	окислительная	восстановительная	слабо-окислительная	окислительная среда		слабо-восстановительная	резко-восстановительная
Количество органического вещества, %	—	0,2–0,53	1,0–7,2	0,2–3,9	0,15–2,91	кларк– 0,18–1,2	0,14–1,3	от 0,4–3,46 до 19,8
Содержание урана, усл. ад.	—	—	2,4–10,0	—	2,0–4,0	—	—	1,7–8,0 4,0–10,0
Тектоно-седиментационный режим	Режим перекомпенсации		Режим недокомпенсации		Режим равновесия–компенсации			Некомпенсированный режим

Рис. 15. Идеализированный фациальный профиль морских обстановок в силуре–девоне.



### Триасовая система

- T<sub>3</sub>str** Верхний отдел  
Стрежевая толща (200–240 м): алевролиты, аргиллиты и песчаники сероцветные
- T<sub>2</sub>sr** Средний отдел  
Средняя толща (до 200 м): туфы, туффиты пестроцветные, диабазы, базальтовые порфиры, известковые аргиллиты и пестроцветные алевролиты и песчаники
- T<sub>1</sub>sml** Нижний отдел  
Смоляная толща (до 200 м): спилиты, туфы зеленоцветные, известняки, дацитовые, кварцевые и гранит-порфиры, серые песчаники с алевролитами

### Пермская система

- P<sub>2</sub><sup>+</sup>ar** Верхний отдел  
Арчинская толща (50–130 м): глинисто-карбонатные породы, черные рассланцованные аргиллиты
- P<sub>2</sub><sup>1</sup>om** Омеличская толща (150 м): серые алевролиты, прослойки песчаников, аргиллиты с растительным детритом, тонкоплитчатые
- P<sub>2</sub><sup>2</sup>ck** Нижний отдел  
Восточно-Никольская серия, Чкаловская толща (50–170 м): красно- и серо-зеленоцветные алевролиты, аргиллиты и песчаники
- P<sub>1</sub><sup>1</sup>ki** Киевская толща (50–110 м): серо-зеленоцветные и темно-серые алевролиты, аргиллиты и песчаники
- C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>ph** Нерасчлененные среднекаменноугольные–нижнепермские отложения  
Пешеходная толща (140–350 м): липаритовые порфиры, пестроцветные туфы

### Каменноугольная система

- C<sub>2</sub><sup>1</sup>el** Средний отдел  
Каргасокская серия. Елизаровская толща (120–365 м): известковые черные аргиллиты, алевролиты и песчаники
- C<sub>1-2</sub>sv** Нижний–средний отделы  
Средневазюганская свита (200–590 м): спиккулиты, радиоляриты, известняки с криноидеями, битуминозные, гезы, кремнистые известняки и аргиллиты
- C<sub>1</sub><sup>1-2</sup>tb** Нижний отдел  
Тамырская серия. Табаганская свита (380–465 м): серые слоистые известняки, черные аргиллиты, мергели, окремненные биолитокластические известняки
- C<sub>1</sub><sup>1-2</sup>kx** Кехорегская свита (430 м): кремнеаргиллиты и кремнеизвестняки, радиоляриты, спиккулиты, чередование песчаников, глинистых, карбонатных и кремнистых пород

### Девонская система

- D<sub>3</sub>lg** Верхний отдел (650–1540 м)  
Лугинецкая свита: известняки кремневые, массивные, глобидные, водорослево-фораминиферовые
- D<sub>3</sub><sup>v</sup>cg** Чагинская свита (480 м): чередование серых, темно-серых кремнистых аргиллитов и известняков
- D<sub>2</sub>gr** Средний отдел  
Герасимовская свита (450–1140 м): известняки кремнево-серые, массивные и слоистые, биогермные, строматопоратовые, детритово-глобидные
- D<sub>2</sub><sup>v</sup>cz** Чузиковская свита (470 м): известняки черные, илестые, слоистые, глинистые, кальцилиты с тентакулитами
- D<sub>1</sub><sup>2-3</sup>ls** Лесная свита (480 м): грубое чередование глинистых известняков, мергелей, черных аргиллитов и кальцилитов
- D<sub>1</sub><sup>2-3</sup>mr** Мирная свита (400 м): известняки темно-серые, черные, с битумом, тентакулитовые мергели, кремнистые черные аргиллиты, кальцилиты слоистые

- D<sub>1</sub><sup>1</sup>bz** Биазинская свита (320 м): известняки кремнистые, светло-серые, массивные, биогермные, биостромные, глобидные, биокластические, доломитизированные, доломиты белые кристаллические
- D<sub>1</sub><sup>1</sup>sol** Солонювская свита (300 м): известняки темно-серые и черные, массивные и слоистые, оползневые и биокластические, кальцилиты и мергели, аргиллиты кремнистые
- D<sub>1</sub><sup>1</sup>arm** Армичевская свита (630 м): известняки глинистые темно-серые, массивные и слоистые, биолитокластические и оползневые, аргиллиты серые известковистые, мергели, туфы
- D<sub>1</sub><sup>1</sup>kt** Кыштовская свита (670 м): известняки темно-серые до черных, глинистые, доломитистые, массивные и неяснослоистые, кальцилиты, черные кремнеаргиллиты
- D<sub>1</sub><sup>1</sup>bi** Большеицкая свита (300–880 м): базальты, андезитодацитовые порфиры, эффузивы среднего состава

### Силурийская система

- S<sub>2</sub>mz** Верхний отдел (200–800 м)  
Межовская свита: известняки светло-серые и белые, массивные, доломитизированные, брекчиевидные, доломиты серые, массивные
- S<sub>2</sub>sl** Сельская толща (300 м): аргиллиты рассланцованные, алевролиты известковые, известняки темно-серые, линзы кислых эффузивов
- S<sub>1</sub><sup>1</sup>lr** Нижний отдел  
Ларинская свита (280–790 м): известняки темно-серые, массивные, илестые, биокластические
- S<sub>1</sub><sup>1</sup>pn** Пономаревская толща (360–600 м): сланцы серые, темно-серые, черные, аргиллиты рассланцованные, карбонатизированные, алевроаргиллиты тонкослоистые

### Кембрийская–ордовикская система

- (нерасчлененные отложения)  
**Є<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>sb** Соболиная толща (> 100 м): хлорит-кварц-альбит-мусковитовые роговики по слоистым аргиллитам
- Є<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>sb** Интрузивные плутонические комплексы  
Таволгинский гранитный батолитовый

Границы:  
*a* – Нюрольской и Сильгинской СФЗ;  
*b* – фациального замещения литостратиграфических подразделений;  
*в* – литофаций рифогенных отложений (для D<sub>2</sub> и D<sub>3</sub>)

Границы био- и литофаций:  
*a* – карбон;  
*b* – нижний девон;  
*в* – силур

Геологические границы:  
*a* – установленные на доюрской поверхности;  
*b* – предполагаемые под покровом триаса, перми и карбона

Тектонические нарушения:  
*a* – прослеженные по сейсмическим данным;  
*b* – предполагаемые по геологическим данным

Ориентировка и угол падения стратонов:  
*a* – установленное;  
*b* – предполагаемое

родной текстуры – каркасная и иловатая. Своеобразие последней заключается в развитии в карбонатных массивах геометрически правильных полостей, выполненных спаритом, которые могут интерпретироваться как результат жизнедеятельности бесскелетных организмов (обычно для древних докембрийских толщ). Биоритмичные текстуры типичны для зарифовых областей, в участках с доминированием биоаккумуляции в двух направлениях, с обильным привнесением карбонатного ила, шлама и биокластики. Калиптровая текстура характеризуется сочетанием шаровидных образований, каждое из которых представляет собой самостоятельную калиптру. Она типична для зарифовых плато в участках наличия продольно-поперечных придонных течений и очаговой биоаккумуляции. В составе эрозионных текстур выделены два класса – эрогермные и эроклинные текстуры. Первые присущи интенсивно переработанным биотурбаторами каркасным и субкаркасным образованиям различного типа. Эроклинные текстуры характер-

ны для биокластитов, переработанных биотурбаторами. В составе аккумулятивных текстур выделены два класса – гравитационная с элементами механического разноса и слоистости и клинокластовая текстура, характерная для карбонатных склонов. Последнюю текстуру нельзя назвать чисто аккумулятивной, так как она сформировалась на склонах вследствие оползания карбонатных осадков.

На идеализированном фациальном профиле (рис. 15) сконцентрировано максимальное количество литологической и биоседиментологической информации. Набор признаков по каждой фациальной зоне является критерием фациального анализа, а сама идеализированная модель – инструментом для диагностики обстановок любого масштаба: от микрофаций в конкретных шлифах на столе исследователя до установления и прослеживания фациальных поясов в морских акваториях. В качестве примера продемонстрируем фациальный анализ стратиграфических уровней, наиболее изученных автором.

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах исследований (юго-восток Западно-Сибирской плиты) наиболее близкие к берегу литофации силура вскрыты скважиной Мурашовская-1 (табл. I, фиг. 2). Здесь обнажаются инкрустационные ламиниты плато береговой клиноформы. Скважиной Майзаская-1 (табл. VII, фиг. 1) вскрыты достаточно редкие в затишных обстановках органогенные постройки – плотные крупно-мелкоскелетные монотаксонные (мшанковые) бафлстоуны. Они формировались в центральной части внутришельфовой впадины, где существовал режим недокомпенсации с восстановительной геохимической обстановкой (энергетический уровень II, фациальный пояс (ФП) 3).

В пределах центральной части Нюрольской структурно-фациальной зоны (СФЗ) силурийские отложения вскрыты (с запада на восток) скважинами Западно-Сильгинская-5, Водораздельная-1, Осиновская-45, Солонская-44, 45 и Казанская-2 (рис. 16). Скважинами Западно-Еллейская-5 и Водораздельная-1 вскрыты литофации плато береговой клиноформы, интенсивно доломитизированные (до доломитов), с четкой гравитационной стратификацией, без явных признаков биогенных текстур и структур (за счет вторичных процессов). Скважина Водораздельная-2 вскрыла от-

ложения нижнего и верхнего силура в близких био- и литофациях. Это массивные плотные и насыщенные камерно-ветвисто-кустистые криноидно-водорослево-коралловые флаутстоуны и инфлаутстоуны ФП 4 (ФП 2 и 3 отсутствуют). Наблюдается достаточно большое количество биотурбаторов, раковинного детрита, глобоидов, фораминифер и водорослей, обрастающих табулят, мшанок и водорослей, имеются участки зарослей мшанок, ругоз и криноидей, крайне редки губки, остракоды и желваковидные тампы табулят и строматопорат.

Скважинами Осиновская-45 и Солонская-45 вскрыты отложения ФП 5 – обстановки плато рифовой платформы. Это несколько обедненные биотой литофации со слабой вторичной стратификацией карбонатных отложений. Здесь доминируют неплотные водорослево-строматопорово-коралловые заросли с незначительным количеством литокластов, раковин фораминифер.

Скважиной Солонская-44 вскрыты (рис. 17) настоящие биогермные фации гребня рифовой системы силура (ФП 6). Они представлены плотными олиготаксонными байндстоунами с доминированием обрастающих и пластинообразных табулят и водорослей. В ин-



Рис. 17. Плотный крупносkeletalный кораллово-водорослевый байндстоун (скв. Солоновская-44, обр. И43387-1, инт. 3195,3–3202,3 м, 0,5 м н.к.).

терстициях каркаса тонкий биолитокластический материал с илистым карбонатным цементом. Здесь же редкие глобиды: водоросли и фораминиферы, детрит раковин пелеципод и брахиопод. Характер заполнения каркаса показывает, что при формировании этих каркасных

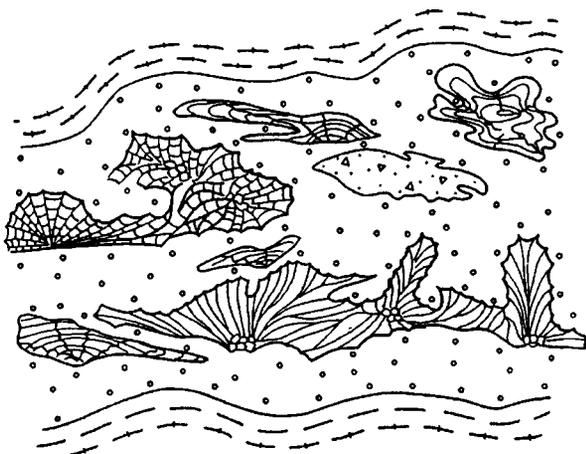


Рис. 18. Ненасыщенный крупносkeletalный корковый строматопоратово-коралловый инфлаутстоун (скв. Останинская-417, обр. И25386, инт. 3060,6–3067,6 м, ср.к.).

образований уровень энергетического состояния среды не достигает максимума. Это еще не был ярко выраженный барьер, существовала лишь небольшая возвышенность на карбонатном склоне, не играющая существенной роли в распределении фаций. Доказательством этому является наличие в синхронных отложениях верхнего силура, вскрытых в разрезе скв. Останинская-417, литофаций ненасыщенных, крупносkeletalных, корковых, строматопоратово-коралловых инфлаутстоунов, формирующихся в ФП 4 – на склоне внутришельфовой впадины (рис. 18).

Литофации фронта рифа вскрыты скважинами Малоичская-21 и Мурашовская-1. Первая скважина вскрыла (табл. XI, фиг. 3) насыщенный крупносkeletalный монотаксонный (строматопоратовый) байндстоун с деформированным бафлстоуном в интерстициях каркаса. Здесь же, как и для многих девонских рифовых систем, в пределах ядерной части наблюдаются биоэрозийные текстуры (рис. 19),

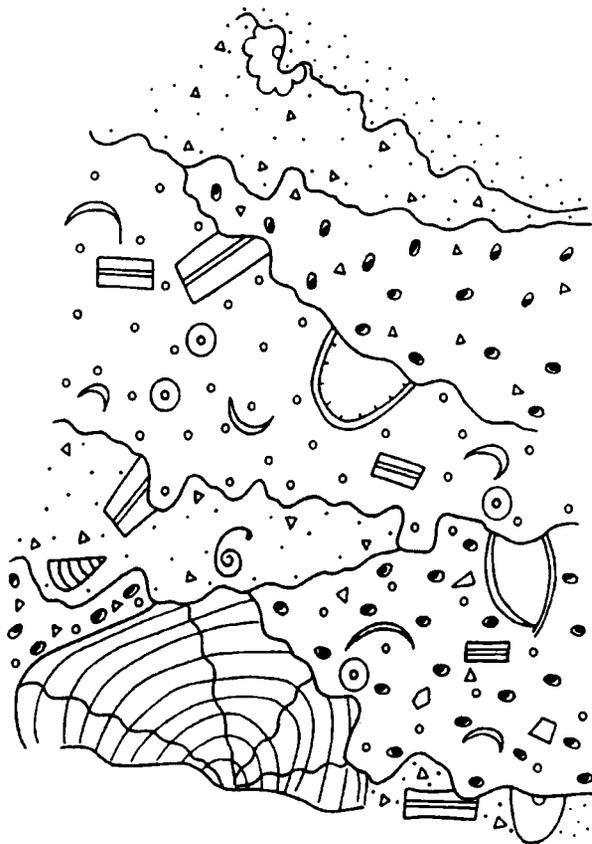


Рис. 19. Эрозийная текстура. Насыщенный политаксонный тонко-мелкосkeletalный глобидно-биолитокластический пак-грейнстоун (скв. Малоичская-21, обр. И886-3а, инт. 2895,2–2900,0 м, 0,9 м н.к.).

представленные насыщенными политаксонными, тонко-мелкоскелетными биолитокластическими пак-грейнстоунами с крупными эрокластами строматопорат. Скважиной Мурашовская-1 обнажаются (табл. XII, фиг. 2) достаточно оригинальные в центральных зонах рифа плотные тонкоскелетные монотаксонные (водорослевые) байндстоуны с пеллетизированной основной массой. В полной мере эти фултиты нельзя отнести к фронту рифа, однако для нижней части силура эти образования действительно могли фиксировать наиболее мелководные и динамичные обстановки.

Большая часть силурийских отложений (по области распространения) представляет собой либо склоновые, либо троговые отложения. Типичные склоновые (передового склона) осадки вскрыты скважинами Заречная-1, Малоичская-13, 22, Сельская-1, Майзасская-1 и Останинская-470.

Верхнюю часть передового склона вскрыли первые три скважины. По скв. Заречная-1 установлены насыщенные и плотные литокластические крупноосколочные кальцирудиты (табл. XIX, фиг. 1). Аналогичные породы вскрыты и скв. Малоичская-22 – насыщенные тонко-мелкоосколочные литокластические кальцирудиты (табл. XIX, фиг. 3). Наиболее близкие к рифу обломочные литофации диа-



Рис. 20. Насыщенный корковый коралловый крупноскелетный инфлаутстоун с нехарактерной оползневой текстурой на склоне (скв. Пологая-1, обр. И45887-96, инт. 2695–2700 м, 1,4 м н.к.).

ностируются по керну скв. Малоичская-13 – насыщенные крупно-мелкоосколочные биолитокластические рудстоуны.

Для нижнесилурийских отложений литофации передового склона не характерны. С большой долей условности к таким литофациям следует отнести насыщенные корковые коралловые крупноскелетные инфлаутстоуны, вскрытые скв. Пологая-1 в интервале 2695–2700 м. Интересно, что такие биогенные структуры диагностируются в подвижной кластической среде с элементами оползания на склоне, с развитием литокластов и клинокластов с большим количеством аллохтонного элемента (рис. 20). Это свидетельствует об очень высоких адаптивных возможностях табулят, способности выживать в гидродинамически активных средах с большим объемом инородного осадка.

Средняя часть передового склона обнажается скважинами Сельская-1 и Майзасская-1. Первая вскрыла оползневые клинокластовые текстуры (табл. XX, фиг. 1), в которых крупные клинокласты мелко-тонкообломочных биокластических и шламовых калькаренитов и кальцисилтитов расположены в илстой основной карбонатной массе. По керну скв. Майзасская-1 на глубине 3636,0–3644,9 м наблюдаются насыщенные политаксонные сегментно-размножно-камерные мелко-тонкобиокластические вак-мадстоуны с элементами дезинтеграции на склоне (табл. XXI, фиг. 2).

К нижней части передового склона можно отнести отложения, вскрытые скважинами Майзасская-1 и Останинская-470. Типичные литофации подножия склона вскрыты скв. Майзасская-1 (табл. XXII, фиг. 1, 3) – насыщенные политаксонные размножно-камерно-сегментные мелко-тонкобиокластические вак-мадстоуны (кальцисилтиты) с развитием клинокластовой текстуры и мутьевыми потоками “рифового молока” с гребня рифовых сооружений.

Троговые литофации (ФП 8) для силура достаточно характерны. Типичные мадстоуны открытого бассейна вскрыты скв. Северо-Останинская-10 (табл. XXIV, фиг. 1). Это тонкобиокластические, детритово-шламовые кальцилутиты (мадстоуны), слоистые, с развитием дезинтеграции слоев в процессе уплотнения и обезвоживания осадка. На Майзасской площади (скв. 1) троговые литофации представлены неплотными (табл. XXIV, фиг. 2) мелко-тонко-

биолитокластическими мадстоунами с редкими мутьевыми потоками типа “рифового молока”. Последние часто образуют характерные пламенные текстуры, сформированные вследствие выдавливания обводненного осадка на стадии уплотнения и обезвоживания.

Скважиной Казанская-2 вскрыты также литофации силура троговой зоны палеобассейна, без видимых биогенных структур и органических остатков, с доминированием глинистых осадков, с четкой гравитационной дифференциацией отложений.

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

**Кыштовский горизонт.** На этом стратиграфическом уровне не установлено биогермов, биостромов и других органогенных объектов, играющих существенную роль в распределении фаций и экологических ниш. Этот горизонт в пределах региона вскрыт скважинами Заречная-1, Еллей-Игайская-1, 2, Северо-Юлжавская-2, Южно-Урманская-1, Верхне-Васюганская-2, Солоновская-41, 44, Казанская-1, 8, 9. С запада и с востока в пределах горизонта наблюдаются поля основных эффузивов. Возможно, поздний расцвет биоты в среднем и позднем девоне связан с атоллами раннего девона. Анализируя литофации горизонта можно выделить несколько фациальных обстановок (при отсутствии органогенных сооружений). На крайнем юго-западе изученного региона диагностируются обстановки плато береговой клиноформы (ФП 1). Они вскрыты скв. Заречная-1 (табл. I, фиг. 3) и представлены насыщенными мелкоосколочными сегментно-камерными калькаренитами. Такие обломочные породы характерны для пляжей и песчаных кос вблизи береговой линии.

Фациальный пояс 2 (склон береговой клиноформы) в кыштовском горизонте вскрывается несколькими скважинами. Например, на скв. Солоновская-41 на глубине 2962,9–2965,7 м наблюдались (табл. II, фиг. 4) ненасыщенные литобиокластические крупно-мелкоскелетно-детритовые сегментно-рамно-камерные вак-пакстоуны, имеющие четкие признаки оползания на склоне.

Скважинами 1 и 2 на Еллей-Игайской площади вскрыты также литофации склона береговой клиноформы (ФП 2), представленные слабостратифицированными илистыми пелмикритами и вакстоунами с редкими зарослями одиночных кораллов, кустистых водорослей и неплотными строматопоратовыми зарослями. Следующая фациальная зона (ФП 3, 4 идеализированного профиля) – область слабопогруженной внутрифациальной впадины – вскрыта скважинами Южно-Урманская-1 и

Верхне-Васюганская-2. Отложения представлены стратифицированными, иногда доломитизированными отложениями с большим количеством неокисленного органического вещества, с редкими колониями (тампы) табулят, скелетами фораминифер, в илистой карбонатной массе с примесью тонкой раковинной кластики и обломков ранее литифицированного субстрата. Скважинами Солоновская-41, 44 вскрыты калькарениты и кальцирудиты передового склона (ФП 7), плотные политаксонные рудстоуны (рис. 21). По всем правилам фациального анализа в межскважинном пространстве между скважинами Верхне-Васюганская-2 и Солоновская-41 (ближе к Солоновской) следует предполагать наличие рифового сооружения в лохковских отложениях.

Органогенные постройки кыштовского горизонта наблюдались только на Перкатской площади. Здесь скважиной Перкатская-9 на глубине 2681,1–2688,6 м (табл. XII, фиг. 3)



Рис. 21. Плотный политаксонный крупно-мелколитобиокластический рамозно-камерно-сегментный рудстоун (скв. Солоновская-41, обр. П2505, инт. 2981–2983 м, к.к.).



Рис. 22. Плотный политаксонный крупносkeletalный массивно-корковый баундстоун (скв. Перкатская-9, обр. И27586-3, инт. 2681,1–2688,6 м, 1,4 м н.к.).

вскрыт небольшой биогерм (рис. 22) политаксонного состава. Из рифостроителей здесь известны табуляты, гелиолитиды, водоросли,

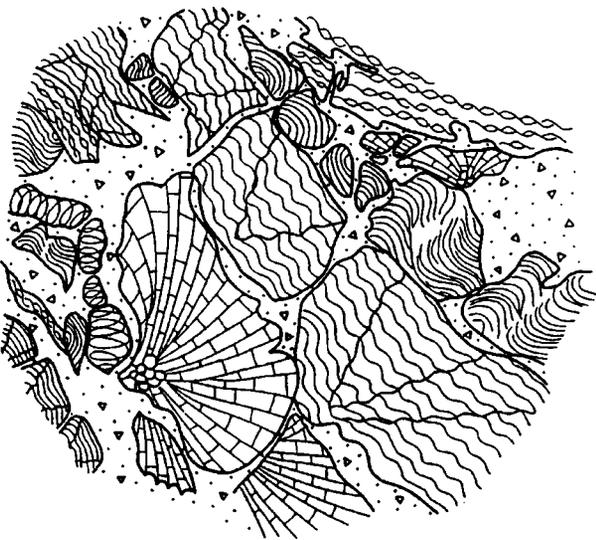


Рис. 23. Плотный корковый крупно-мелкоаллофрагментарный политаксонный баундстоун до инфлаутстоуна (скв. Перкатская-9, обр. И27486-2, инт. 2676,0–2681,7 м, 0,7 м н.к.).

строматопораты. Диагностируется четкая био-генная структура – плотный крупносkeletalный массивный баундстоун. В верхней части био-герма на глубине 2676,0–2681,7 м наблюдается дезинтеграция сооружения и разубоживание био-генной структуры до инфлаутстоуна (рис. 23).

На Казанской площади также вскрыты склоновые отложения с четкими клинокласт-овыми и линзообразными текстурами ополза-ния (скв. 8), с редкими дезинтегрированными ветвистыми политаксонными зарослями корал-лов, криноидей, мшанок и инситными поселе-ниями свободнележащих брахиопод.

**Армичевский горизонт.** В пределах почти всей территории развития этого горизонта гра-витация играет существенную роль в накопле-нии осадков, наблюдаются примесь аллохтона и даже механический разнос биокомпонентов, иногда значительная примесь глинистого ма-териала, тонкой биолитокластик и шлама. Разнообразие био-генных структур при этом значительное.

Литофаций береговой клиноформы в от-ложениях армичевского горизонта не наблюда-лось. Литофации внутри бассейна, особенно в его центральной части (ФП 3), достаточно хорошо представлены. На Западно-Останин-ской площади скв. 443 вскрыты илестые кар-бонатные отложения с примесью тонкого дет-рита, шлама и алевролита, в которых наблюда-ется (табл. IV, фиг. 1) рамозный бафлстоун корал-ловый, монотаксонный, мелкосkeletalный, не-плотный. Био-генная структура с подобной характеристикой свидетельствует об очень спо-койной, практически неподвижной обстанов-ке. Идентичные условия отмечались в поро-дах, вскрытых скв. Южно-Табаганская-134 (табл. III, фиг. 3). Здесь на глубине 3063,0–3069,4 м наблюдался микритовый детритово-шамовый вак-мадстоун с очень редкими ра-мозными формами табулят, прирастающих к субстрату (табл. III, фиг. 3).

Как типично склоновые лагунные обста-новки (ФП 4) диагностируются образования, вскрытые скв. Западно-Останинская-443, ко-торые представлены ненасыщенными крупно-сkeletalными корковыми коралловыми инфла-утстоунами (рис. 24).

Скважина Малоичская-22 вскрыла арми-чевский горизонт, по фациальному составу представляющий собой крайне неоднород-ное подразделение. На глубине 2939–2943 м (табл. VI, фиг. 3) диагностировались насыщенные рамозные кораллово-строматопоратые

мелко-крупносkeletalные аллофрагментарные и крупносkeletalные флаутстоуны с илстой основной массой. В таких же обстановках (ФП 4) наблюдались (на глубине 2827–2830 м) своеобразные и очень редкие органогенные постройки – симбиогермы, представленные олиготаксонным мелко-крупносkeletalным кораллово-строматопоратовым баундстоуном. Последний был образован, по-видимому, благополучным сожителем одиночных ругоз и массивных строматопорат (табл. VII, фиг. 5). Настоящие рифогенные отложения или литофаии гребня рифа (ФП 6) были вскрыты скв. Малоичская-22 на глубине 2853,6–2854,6 м. Они представлены плотным крупносkeletalным массивным олиготаксонным фреймстоуном с микритовым заполнителем (табл. XV, фиг. 2). Наличие ила в интерстициях каркаса говорит о том, что уровень гидродинамической активности среды не был настолько высок, чтобы вымыть илстый компонент.

В пределах отложений, вскрытых скв. Северо-Юлжавская-1 и Еллей-Игайская-2, диагностируются остракодово-коралловые вакстоуны со значительной примесью биолитокластики, раковин фораминифер, по всем признакам относящиеся к ФП 3, 4 идеализированной модели (см. рис. 15). Характерны битуминизация пород, доломитизация, примесь глинистого материала. Скв. Лосинская-1 вскрыты илстые пелмикриты с зарослями кораллов неплотной концентрации, с многочисленными остракодами и обширной раковинной кластикой. Это отложения склона внутришельфовой лагуны (ФП 4). Скв. Арчинская-58, 49 и Львовская-14 вскрыты наиболее мелководные политаксонные биофаии армичевского горизонта – стратифицированные водорослево-мшанково-криноидно-коралловые заросли различной плотности поселений с редкими тампами кораллов и одиночных ругоз, раковинами тентакулитов и фораминифер. Это ФП 5, 6 идеализированной модели при отсутствии органогенных сооружений. В этой зоне наблюдаются элементы крутого карбонатного склона (клинокластовые текстуры). В скв. Львовская-15 признаки крутого склона проявляются более ярко, с большим разнообразием оползневых текстур, с обеднением состава породообразующих организмов. Здесь присутствуют только редкие тампы колониальных табулят. Фаии подножия склона (ФП 7 идеализированной модели) при отсутствии рифового барьера вскрываются скв. Южно-Табганская-133 (рис. 25). Обнажаются ненасы-

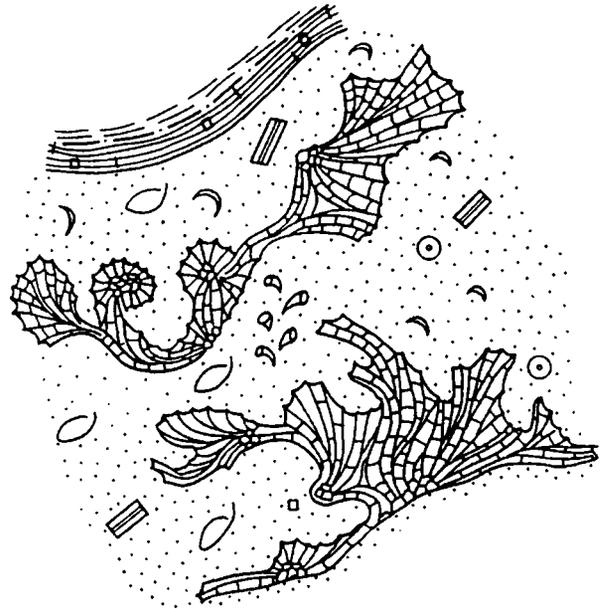


Рис. 24. Ненасыщенный крупносkeletalный корковый коралловый инфлаутстоун (скв. Западно-Останинская-443, обр. И16286-3, инт. 2996,5–3002,0 м, 2,7 м н.к.).

щенные мелкоаллофрагментарные разрозненные мшанково-коралловые инфлаутстоуны или, другими словами, дезинтегрированные при литификации тонко-мелковетвистые олиготаксонные заросли кораллов и мшанок с редкими

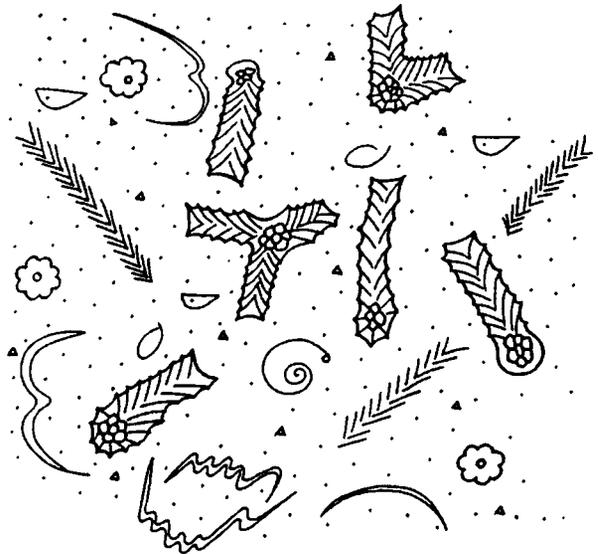


Рис. 25. Ненасыщенный мелкоаллофрагментарный разрозненный мшанково-коралловый инфлаутстоун (скв. Южно-Табганская-133, обр. И29586-4, инт. 3071,1–3075,6 м, н.к.).



Рис. 26. Ненасыщенный крупносkeletalный камерный инфлаутстоун; оригинальная биогенная текстура – “мостовая” (скв. Южно-Табаганская-134, обр. И28586-4, инт. 3094,4–3100,0 м, н.к.).

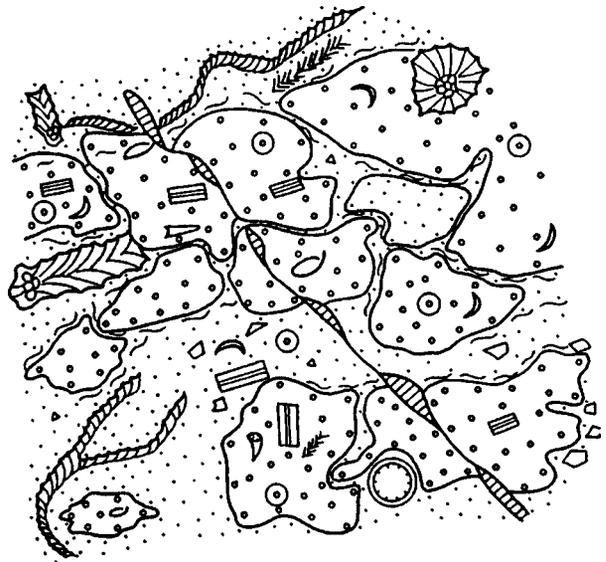


Рис. 27. Ненасыщенный мелкосkeletalный политаксонный разозно-скелетно-корковый флаутстоун (скв. Западно-Останинская-443, обр. И15586-7, инт. 3447,8–3453,6 м, 4,6 м н.к.).

сопутствующими брахиоподами, гастроподами и остракодами. Однако уже по керну скв. Южно-Табаганская-134 можно наблюдать оригинальную биогенную текстуру – “мостовую”, характерную для склоновых отложений (рис. 26). В этом разрезе наблюдаются типичные клинокластовые текстуры крупного карбонатного склона. Примерно такие же фации вскрыты скв. Солонцовская-41, 42, но с четкими признаками круглого карбонатного склона, со слабой стратификацией отложений, большой ролью гравитации и механического разноса (с примесью калькаренитов биолитокластических). Доминируют же различной плотности политаксонные вак-пакстоуны – криноидные, мшанково-кораллово-строматопоративные и камерные (остракодово-тентакулитово-брахиоподовые, с большой примесью литокластики и глинистого материала). Наиболее ярко проявляются склоновые литофации шельфа (ФП 5, 6 без рифовых сооружений) на Западно-Останинской площади (скв. 440, 442, 443) и Герасимовской площади (скв. 9). Здесь в клинокластовых породах диагностируются (рис. 27) и политаксонные разозные флаутстоуны, и камерные пеллециподо-брахиоподовые фарины с редкими кустами и симбиогермами кораллов, обломками ранее литифицированных пород и

остатками конодонтов (Герасимовская-9, Западно-Останинская-442). Отложения, вскрытые скв. Северо-Калиновская-31, интерпретируются как принадлежащие ФП 8 открытого бассейна. Здесь доминировали стратифицированные илистые мадстоуны с редкими горизонтиками сингенетичного кремнезема, редких радиолярий и губок. Это типичная биофация губково-радиоляриевых плесов. Дефицит кислорода уже существовал, но литификация осадков происходила не ниже критической глубины карбонатонакопления (КГК).

**Солонцовский–биазинский горизонты.** Анализ эмских отложений проводится без дифференциации на нижний и верхний подъярусы на том основании, что на западе и востоке изученного региона в разрезах верхней части нижнего девона не намечается четкой стратификации на два самостоятельных горизонта. Скважиной 1 на Северо-Юлжавской площади вскрыты фации (ФП 2) склона береговой клиноформы, представленные стратифицированными кораллово-строматопоративными неплотными вакстоунами с небольшой примесью раковин остракод, раковинной биокластики, литокластики, большого количества шлама и илистого карбонатного материала. Это типичные заросли. Аналогичные литофа-

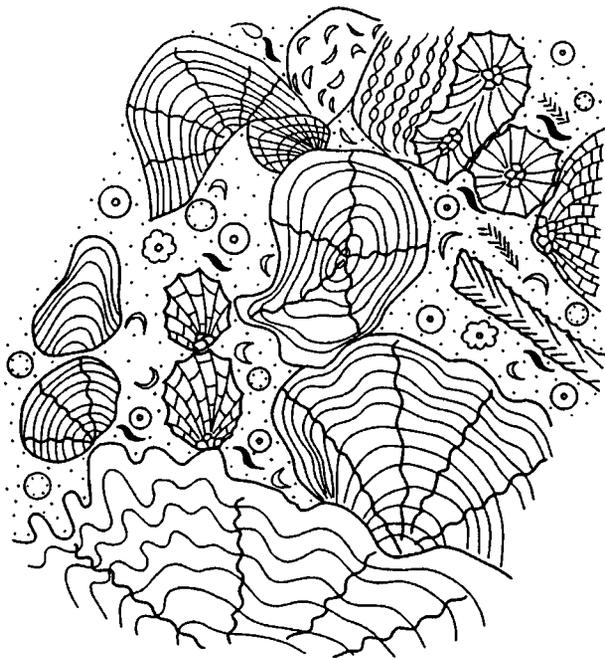


Рис. 28. Плотный политаксонный крупно-мелкоскелетный фреймстоун (скв. Южно-Тамбаевская-75, обр. И16886, инт. 3035–3042 м, н.к.).

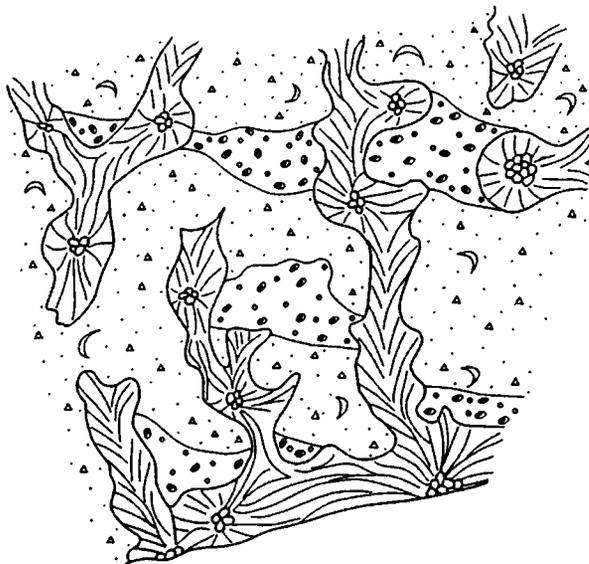


Рис. 29. Ненасыщенный крупноскелетный коралло-водорослевый бафлстоун (скв. Южно-Тамбаевская-76, обр. И25887-2, инт. 3045,2–3049,2 м, н.к.).

ции вскрыты скв. Герасимовская-16 на глубине 2948,2–2952,2 м (табл. II, фиг. 2). Они представлены ненасыщенными крупно-мелкоосколочными политаксонными камерными рудстоунами. Подобные “ракушняковые” захоронения иногда называют мостовыми. Формирующаяся в зоне энергичной волноприбойной деятельности, в зоне мощного эродированного воздействия среды система расположения раковин ориентируется наиболее устойчивым образом: выпуклой частью раковины вверх, при этом образуется бугристая поверхность, слабо разрушаемая воздействием штормов и волн. Отложения ФП 3, 4 вскрыты скв. Еллей-Игайская-2. Они представлены стратифицированными и массивными кальцирудитами и калькаренитами с редкими водорослями и фораминиферами. Здесь характерна примесь биокластиков, наложенной битуминизации, а также рассеянного неокисленного ОВ и неравномерного количества глинистого материала. Фации плато рифовой платформы (ФП 5) вскрываются на Арчинской площади скважинами 44, 46, 49, 52. Они представлены массивными карбонатными породами, образованными симбиогермами и биогермами со структурами типа бафлстоун, реже байндстоун, участками даже фреймстоун с зернистым пел-

спаритовым заполнителем. Из каркасостроителей доминируют кустистые и одиночные кораллы и обрастающие водоросли. В интерстициях в пелспарите и биопелспарите имеются целые створки брахиопод и остракод, реже членики криноидей. В целом это субкаркасные фации плато и склона зарифовой впадины (на гребне). В отличие от ранее охарактеризованных биогермов эти органогенные постройки характеризуются хорошей проницаемостью интерстиций.

Настоящие рифовые сооружения вскрыты (ФП 6, 7) скв. 75 на Южно-Тамбаевской площади. Это литофации гребня рифового барьера. В скв. Южно-Тамбаевская-75 они представлены (рис. 28) плотными политаксонными фреймстоунами. В качестве основных каркасостроителей крупные изометрические строматопораты, желваковидные табуляты и пластинчатые водоросли. В интерстициях в илливой и зернистой массе наблюдается мелкая кластика скелетов криноидей, ветвистых строматопорат и табулят, тонкий раковинный детрит. Некоторые интерстиции между скелетами совершенно полые, некоторые заполнены спаритом, часть из них заполнена черным пеллитовым органическим веществом (битумоиды). Скважиной 76 той же площади вскрыты фации плато зарифовой платформы (рис. 29),

которые представлены ненасыщенными крупносkeletalными кораллово-водорослевыми бафлстоунами. Это достаточно неплотные заросли кораллов. Здесь же наблюдаются пустоты с правильными геометрическими очертаниями, похожие на рамозные скелеты кишечнопольных. Их можно интерпретировать как результат жизнедеятельности бесскелетных организмов рамозных, ветвистых форм. Интересно отметить, что основная масса в этих зарослях интенсивно промытая глобидная, пелспаритовая, что не характерно для такого вида построек.

Фации передового склона (ФП 7) и фации его подножия вскрыты скв. Солоньевская-43, Южно-Табаганская-135, 136, Западно-Останинская-443. Здесь диагностируются биокластические вак-пакстоуны и калькаренины, участками стратифицированные, участками до массивных биокластитов. Реже наблюдаются коралловые полиценостеумы, сложенные из обрастающих скелетов табулят, иногда мелкие изолированные калиптры и бафлстоуны. Основными породообразователями являются криноидеи, ветвистые и дерновидные табуляты, остракоды, цилиндрические строматопораты, тентакулиты, реже брахиоподы и фораминиферы. Скважинами Широкая-51 и Северо-Калиновская-31, а также скв. Солоньевская-43 вскрыты отложения совсем другого фациального пояса – глубоководной открытой мор-



Рис. 30. Крупноэрокластический (с аллофрагментами) строматопоратовый биотурбилит (скв. Герасимовская-9, обр. И11686-1, инт. 2945,2–2949,2 м, 0,5 м н.к.).

ской равнины (троговые фации ФП 8). Это стратифицированные отложения с элементами гравитационных осадков и механического разноса. Участками характерна пелспаритовая сгустковая микроструктура карбонатной илистой массы, чаще илестые биолитокластические мадстоуны с редкими губками, радиоляриями и линзами сингенетичного кремнезема. Это типичные отложения некомпенсированного прогиба (табл. XXIV, фиг. 4). В пределах последнего в области развития морских пелагических осадков диагностируются фации пятнистых рифов – пинаклей. Они вскрыты скв. Стариковская-36 и образованы плотными политаксонными строматопоратово-кораллово-водорослевыми фрейм-байндстоунами с илестым пелитовым карбонатным материалом в интерстициях. Это говорит о том, что сочленения скелетов в этих биогермах происходило значительно ниже глубины воздействия штормовых волн, но значительно выше уровня КГК.

**Герасимовский горизонт.** Отложения герасимовского горизонта значительно чаще вскрываются скважинами, чем подстилающие его отложения силура и нижнего девона. К настоящим рифам барьерного типа здесь следует относить образования, вскрытые скважинами Арчинская-50, Северо-Калиновская-25, 26, 29, а также Герасимовская-9, Елле-Кагальская-1 и, условно, Калиновская-17. Эти породы образованы баундстоунами различных биогенных структур и текстур, но основными каркасостроителями в них были водоросли, строматопораты и кораллы (табл. XIII, фиг. 1–3; табл. XIV, фиг. 1–5; табл. XVI, фиг. 2, 3; табл. XVII, фиг. 1). Разнообразие форм породообразователей формировало и разнообразие биогенных структур байндстоунов, фреймстоунов и биотурбилитов. В интерстициях каркаса чаще встречается отмытый пеллетовооидный карбонатный “песок” с редкой био- и литокластикой, что указывает на очень высокую энергию среды (волнолом). В качестве биокластики наблюдаются обломки раковин брахиопод, членики криноидей, сгустковые водоросли, осколки тонковетвистых табулят. В целом породы интенсивно биотурбированы, но менее всего на Северо-Калиновской площади. Здесь скв. 29 вскрыты очень плотные политаксонные баундстоуны. Скважиной Герасимовская-9 вскрыты биогермы с мощной биотурбацией до образования крупноэрокластических биотурбилитов (рис. 30). Наличие биотурбации в таком объеме показывает,

что биолитификация в рифах (т. е. наращивание скелетной массы на волноломе) проходила очень медленно, с постоянной абразией скального субстрата энергичным воздействием среды (табл. XVII, фиг. 2, 3; табл. XVIII, фиг. 1, 2). Доминирующая биогенная текстура в рифах герасимовского горизонта – массивно-однородная, иногда с плотным заполнением пространства инситными скелетами (до фуллитов), в меньшей степени эрогермная и реже калиптровая. Последняя встречается только на Герасимовской площади (скв. 9). Калиптровая текстура (табл. XVII, фиг. 1) образована желваками, соприкасающимися и не соприкасающимися друг с другом (рис. 31), каждый из которых представляет собой небольшую органогенную постройку – калиптру.

Калиптра состоит из скелетов разных видов и таксономических групп, обрастающих друг друга. В данном случае мы наблюдаем сочленения скелетов в одном желваке: и водорослей, и табулят, и строматопорат, и мшанок, иногда в центре обломок амфипор или членик криноидей (рис. 32). Размеры калиптр небольшие, до 5–10 см. Однако на Салаире мы наблюдали подобные текстуры с отдельными калиптрами до 1,5 м в поперечнике. Развитие калиптр на карбонатном шельфе – признак не волнолома, а энергии интенсивных продольно-поперечных течений, возможно, на рифовом плато либо у его склона. Эти текстуры также

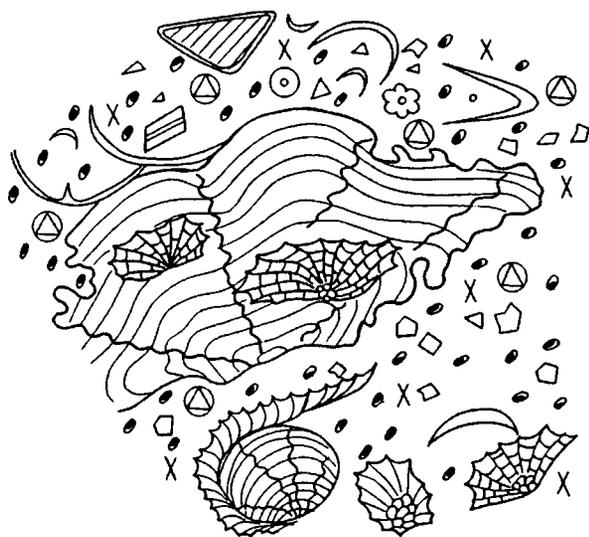


Рис. 31. Биоэродированные (эрокласты) калиптры в отмытом (зернистом) биопак-интракластово-пеллетовом пак-флаутстоуне (скв. Герасимовская-9, обр. И11886-5, инт. 2953,2–2959,7 м, 2,2 м н.к.).

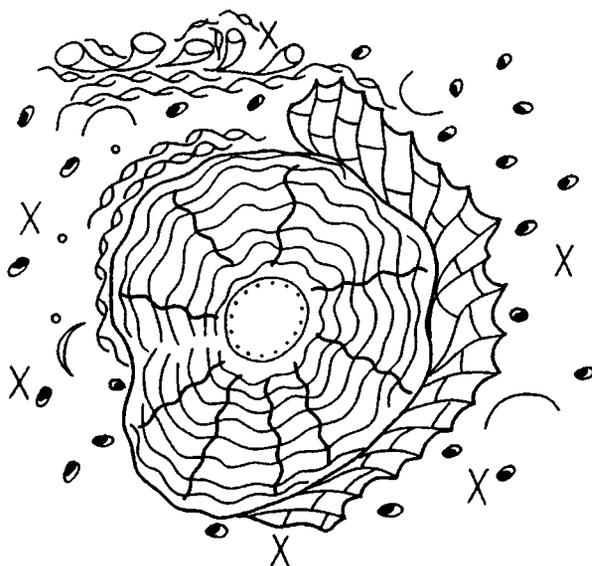


Рис. 32. Строение микробиогерма – структурной единицы калиптровых известняков (скв. Герасимовская-9, обр. И11786-3, инт. 2949,2–2953,2 м, 1,2 м н.к.).

подвергаются интенсивному воздействию биотурбаторов (рис. 33).

Зарифовые обстановки в среднем девоне крайне разнообразны. Скважинами Средне-Юлжавская-10 и Северо-Юлжавская-2 вскрыты фации центральной зоны внутришельфовой лагуны. Здесь диагностируются стратифици-

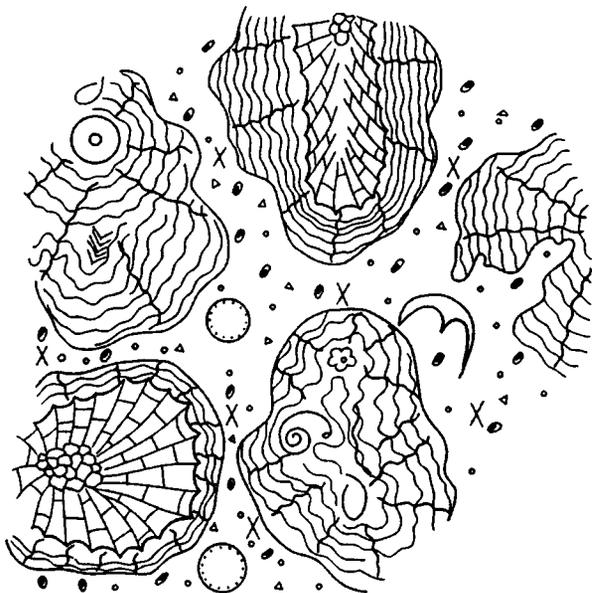


Рис. 33. Калиптровая текстура (скв. Герасимовская-9, обр. 47, инт. 2953,2–2959,7 м).

рованные карбонатные породы и аргиллиты с пелитовым органическим веществом, битумоидами, кальцисиллиты, крайне редко калькарениты – вакстоуны камерно-ветвистые с редкими тентакулитами, детритом раковин брахиопод и желваковидными и ветвистыми табулятами. На Еллей-Игайской площади (скв. 2, 3) вскрыты мелкие биогермы вдоль границы края плато и склона лагуны. Это мелкие калиптры, биогермы и симбиогермы, образованные ветвистыми кораллами, строматопоратами и водорослями. Однако скв. Еллей-Игайская-4 в одновозрастных отложениях вскрыты грубообломочные карбонатные породы – кальцирудиты с редкой кластикой ветвистых кораллов и строматопорат. Эти образования могут быть интерпретированы однозначно как передовой склон рифа (в лагуну). Скважины Урманская-6, 9 вскрыли отложения карбонатной платформы (ФП 5) с пелспаритовым грейнстоуном, слабостратифицированным и вторично доломитизированным. Такие же литофации вскрыты скв. Калиновая-17 и Северо-Калиновая-29. Первой из них (табл. VIII, фиг. 1) на глубине 3081,3–3086,0 м вскрыты достаточно оригинальные литофации, представленные плотным глобидным пелспаритовым грейнстоуном. В керне скв. Северо-Калиновая-29 на глубинах 3074,1–3079,1 и 3114,6–3120,0 м диагностировались типичные литофации плато рифовой платформы (ФП 5): насыщенные камерно-рамовно-глобидные пак-грейнстоуны до рудстоунов (табл. VIII, фиг. 3) и мелкоскелетные глобидные пак-грейнстоуны с амфипорами (табл. VIII, фиг. 2). В пределах ФП 5 наблюдались настоящие органогенные постройки, в основном представленные бафлстоунами (табл. IX, фиг. 4; табл. XI, фиг. 1, 2). Однако на Северо-Калиновой площади (скв. 29) на рифовом плато наблюдались (табл. X, фиг. 2) органогенные постройки другого типа: насыщенные политаксонные (водорослево-кораллово-строматопоратовые), корково-рамовно-массивные фреймстоуны с биокластово-пелспаритовым наполнителем каркаса.

Фации межбиогермной впадины на рифовой платформе диагностируются по керну скв. Арчинская-45. Это илистые биолитоластические вакстоуны, слабостратифицированные, с редкими фрагментами ветвистых строматопорат и кластикой раковин брахиопод и остракод.

К фациям рифового плато относятся карбонатные породы, вскрытые скважинами Кулгинская-140, 141 и Нижне-Табаганская-12, 15. Это массивные или слабостратифицированные породы с биогенными структурами типа вакпакстоуна с пелспаритовой основной массой, инситными скелетами одиночных кораллов, ветвистых строматопорат, брахиопод, остракод и фораминифер. Наблюдаются линзы глинистого материала, желваки, сгустки синезеленых водорослей.

Не менее сложным является строение береговой клиноформы и внутришельфовой лагуны. И те и другие литофации представлены в герасимовском горизонте, несмотря на внешне однородный литологический его состав. Склоновые литофации береговой клиноформы наблюдались по керну скв. Герасимовская-9 (табл. III, фиг. 1) – ненасыщенные политаксонные глобидно-сегментно-камерные крупно-мелкоскелетные обломочные рудпакстоуны с развитием клинокластовой текстуры на склоне. Из литофаций внутришельфовой лагуны в составе герасимовского горизонта известны только склоновые литофации (от рифа в сторону лагуны). Эти литофации вскрыты скв. Северо-Тарская-17, Герасимовская-9 и Малоичская-14. На Северо-Тарской площади по керну скв. 17 отмечены такие текстуры, как ненасыщенные камерно-глобидные политаксонные пелспаритовые грейнстоуны (табл. IV, фиг. 2), биотурбированные и вторично деформированные на склоне. Скважиной Герасимовская-9 вскрыты достаточно разнообразные литофации склона внутришельфового бассейна (табл. IV, фиг. 3; табл. V, фиг. 1–3; табл. VI, фиг. 1, 2): флаут-рудстоуны, пак-вакстоуны и даже биотурбилиты с редкими скелетами рамовных строматопорат. Скважиной Малоичская-14 вскрыты литофации склона лагуны с крайне редкой биогенной структурой (табл. VII, фиг. 3), представленной плотным тонко-мелкоскелетным монотаксонным (водорослевым) бафлстоуном с илистой основной массой.

Отложения передового склона рифа достаточно редки в герасимовском горизонте (из-за узости этой фациальной зоны). Северо-Тарская-17 – единственная скважина, которая вскрыла верхнюю часть передового склона (табл. XIX, фиг. 4), представленную плотным крупно-мелкоосколочным литокластическим рудстоуном на глубине 3456,6–3459,1 м.

К фациям открытого бассейна относятся отложения, вскрытые скв. Герасимовская-2, 16, Калиновая-9, 14, 24, 30, Северо-Калиновая-34. Среди них выделяются три группы отложений. Фации подножия рифового склона вскрыты скв. Герасимовская-2, Средне-Останинская-470 и Калиновая-14 и представлены черными стратифицированными глинисто-карбонатными илистыми осадками и вакстоунами с тонкой рассеянной литокластикой, редкими линзами сингенетичного кремнезема, слабой доломитизации гравитационных карбонатных осадков шламowego типа, с редкими конодонтами и фораминиферами (табл. XXIII, фиг. 2, 3). К фациям выположенной равнины относятся отложения, вскрытые скв. Герасимовская-16, Калиновая-24, 30. Они представлены чередованием глинистых, карбонатных и кремнистых пород с четкими элементами гравитационных осадков. Наблюдается выдержанный характер чередования и слоистости, линзовидный тип проявления сингенетичного кремнезема. Скважинами Калиновая-9 и Северо-Калиновая-4 вскрыты фации центральной части трога. Наиболее глубоководные пелитовые осадки – кальцилиты, кремнеаргилиты, опоки, силицилиты, насыщенные пелитовым ОВ сапропелевого типа, с битумоидами и редкими перетолженными фораминиферами.

В центре трога, или выположенной морской равнины, диагностируются глубоководные органогенные постройки типа пинаклей (пятнистые рифы). Они вскрыты скв. Восточно-Останинская-475. Это средне-мелкоскелетные политаксонные фрейм-байндстоуны с редкими интерстициями, выполненными черным пелитовым глинисто-органическим материалом. Основные каркасостроители – строматопоридеи и кораллы разного состава. Наличие водорослей в каркасе указывает на то, что формирование пинаклей происходило в эвфотической зоне и биогенный рельеф значительно возвышался над дном бассейна.

**Лугинецкий горизонт.** Рифы верхнего девона вскрываются скважинами Елле-Кагальская-1, Арчинская-40, 41, Урманская-6, 9, 10 и Речная-282. В отличие от предыдущих горизонтов в лугинецком горизонте значительно более сложное строение зарифовой области и особенно передового склона. Последний становится существенно положе. Рифы лугинецкого горизонта верхнего девона отличаются интенсивной промытостью, т. е. динамика среды в области интенсивной биоаккумуляции была

наиболее высокой (ФП 6). Основные каркасостроители – водоросли, строматопораты, очень редкие кораллы. Роль последних крайне незначительна в биоаккумуляции. Доминирующие биогенные структуры – байндстоуны, реже фреймстоуны. В интерстициях каркаса отмытый пелспаритовый грейнстоун, иногда с фораминиферами и сгустковыми водорослями. Вблизи барьера в оолитово-пеллетово-интракластовых песках рифовой платформы наблюдаются мелкие биогермы и биостромы, целиком построенные из скелетов водорослей (табл. XII, фиг. 1; табл. XV, фиг. 3; табл. XVI, фиг. 1).

От Урманской площади до Еллей-Игайской скважинами вскрываются различные фации одной и той же фациальной зоны – плато ундаформы. Скважинами Еллей-Игайская-1, 4, Тамбаевская-1, 3, Урманская-9, 11 вскрываются слабостратифицированные пелспаритовые грейнстоуны со скелетами остракод, фораминифер, водорослями, редкими зарослями строматопорат (табл. IX, фиг. 1). В последних трех скважинах много биолитокластического материала, участками до образования биопелспаритового пакстоуна. Симбиогермы и мелкие калиптры водорослей, строматопорат и кораллов диагностируются на границе ФП 4 и ФП 5 и вскрываются скв. Еллей-Игайская-2. Скважиной Урманская-7 вскрываются массивные водорослевые фуллиты – своеобразные биогенные образования типа водорослевых матов. Они формировались в наиболее мелководных участках зарифового плато, почти на границе воздушной и водной сред. Аналогичные, но пеллетово-ооидные фации вскрыты на участке между двумя биогермами скв. Урманская-4, 9, 10, Тамбаевская-2, 4 и Арчинская-42, 43, 45. Это наиболее типичные для плато отложения – пелспаритовые грейнстоуны с инситными скелетами водорослей и фораминифер. На Касманской площади скв. 1 вскрыты литофации плато рифовой платформы (табл. IX, фиг. 2, 3), представленные насыщенными и плотными камерно-глобоидными и мелко-тонкоглобоидными пелспаритовыми грейнстоунами, иногда до грейнстоуна с элементами иловатной текстуры. Достаточно редки в пределах плато органогенные постройки. В качестве примера можно привести разрез скв. Речная-282, где на глубине 2905,1–2910,1 м наблюдался мелко-крупноскелетный политаксонный корково-массивно-разомный баундстоун с симбиогермом в основании и с биокластово-глобоидно-спаритовым заполнителем интерстиций (табл. X, фиг. 1).

Широко представлены в лугинецком горизонте литофации внутришельфового бассейна, почти все это разнообразие фиксируется в разрезе скв. Речная-282, где присутствуют литофации и центра (ФП 3), и склона (ФП 4) внутришельфовой лагуны. В этом разрезе наблюдаются даже органогенные постройки (табл. VII, фиг. 4), представленные насыщенными мелкоскелетными монотаксонными (строматопоратовыми) бафлстоунами. Такие же постройки в ФП 4 фиксировались в скв. Малоичская-7 (табл. VI, фиг. 6).

Литофации центра лагуны (ФП 3) в скв. Речная-282 представлены (табл. III, фиг. 2) плотными камерно-рамоными крупно-мелкоскелетными автофрагментарными руд-флаутстоунами, а литофации склона по керну этой же скважины представлены (табл. VI, фиг. 4) насыщенными мелко-крупноавтофрагментарными инфлаутстоунами с осколками и детритом раковин.

Наиболее близких к берегу литофаций в составе лугинецкого горизонта сравнительно немного. Они наблюдались по керну только двух скважин — Малоичская-7 и Речная-282. В керне первой скважины наблюдались кальцилититы с водорослевыми корками (табл. I, фиг. 4), которые интерпретируются как литофации плато береговой клиноформы (ФП 1). Глубже, в интервале 3057–3064 м, в скв. Малоичская-7 уже наблюдались литофации склона береговой клиноформы (табл. II, фиг. 1), представленные насыщенными илистыми биокластиво-глобонидными вакстоунами с клинокластами и осколками пород. Типично склоновые отложения ФП 2 наблюдались по керну скв. Речная-282 (табл. II, фиг. 3) на глубине 2885,0–2891,1 м.

Фации передового склона рифов лугинецкого горизонта наиболее разнообразные. Они прослеживаются на Нижне-Табаганской, Арчинской, Кулгинской, Малоичской и Калиновой площадях. Причем, чем дальше от рифа, тем более тонкий биокластический материал (“рифовое молоко”) доминирует в составе обломочных карбонатных пород.

По керну скв. Нижне-Табаганская-4, 12, 14, 17, 20 и Малоичская-7 (табл. XX, фиг. 2) диагностируются контрастные слабостратифицированные литокластические полимиктовые и скелетные пакстоуны и рудстоуны со спаритом в основной массе и клиноформной текстурой на склоне. Здесь наблюдались инситные рамоные строматопоративные заросли с редки-

ми водорослями и фораминиферами. Наиболее глубоководные фации открытого бассейна вскрыты скважинами Арчинская-51, Нижне-Табаганская-6, 18, Малоичская-7. Здесь наблюдаются глинисто-кремнистые стратифицированные отложения с прослоями илистых карбонатных пород с губками, двустворками, тентакулитами, радиоляриями и фораминиферами. Характерны также тонкая литокластическая примесь и линзы сингенетичного кремнезема (табл. XXII, фиг. 2).

Наиболее мелководные фации открытого бассейна вскрываются скв. Нижне-Табаганская-2, 7, 8, 10, 11 и Южно-Табаганская-77. Это чистые илистые известняки и доломиты, участками массивные (скв. 8, 10, 11), реже слоистые (скв. 2). Основные породообразующие организмы — водоросли и фораминиферы, биогенные структуры — вак-грейн-пакстоун илистый и пелспаритовый.

Наличие мелководных фаций в центре бассейновой равнины в предрифовой области можно объяснить развитием своеобразной пляжной косы. Этот факт свидетельствует о том, что к концу девонской системы жесткая барьерная изоляция или рифовая фациальная зональность регионального значения стала выполаживаться и подводный рельеф морского дна стал менее контрастным. Это подтверждает и наличие здесь чистых спаритовых отмытых карбонатных песков слаболитифицированных или массивных с большим количеством лито- и биокластики, а также скелетов ветвистых строматопорат, остракод, кустистых водорослей. Такие фации вскрываются скв. Нижне-Табаганская-8, Кулгинская-140, Калиновая-11.

Наиболее глубоководные фации троговой предрифовой равнины представлены кремнисто-глинистыми отложениями с редкими прослоями илистых карбонатных пород с редкой биокластикой скелетов криноидей, губок, фораминифер и радиолярий. Породы пиритизированы, окремнены, содержат сингенетичный кремнезем и примесь пелитового органического вещества. Эти фации диагностируются по керну скв. Калиновая-1, 19, 20, 21, 23, 35. К фациям промежуточного типа — фациям выположенной равнины (террасы в троговой долине) — относятся отложения, вскрытые скв. Калиновая-3, 5, 7, 22, 24. Это илистые шламовые карбонатные породы гравитационного типа, стратифицированные, пиритизированные, с редкими линзами и пластами глинистого материала. Гипсометрически они

литифицировались выше отложений, вскрытых, например, скважиной Калиновая-1. Однако отсутствие биокластики и карбонатного обломочного материала, присутствие рассеянного

пелитового ОВ и битумоидов говорит о том, что эти осадки сформировались значительно ниже эвфотической зоны, но чуть выше уровня КГК.

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В карбоне уже не существовало рифового барьера, который стал разрушаться в конце девонской системы. Однако влияние подводного рельефа в раннем карбоне еще сохранилось, хотя было не таким уж сильным. Наиболее глубоководные троговые фации вскрываются на Герасимовской площади скв. 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 12 и 14. Здесь литифицировались первично-кремнистые породы — спикулиты, радиоляриты, т. е. доминировали жизненные формы типа плесов. Крайне редки шламовые илестые известняки с “рифовым молоком” (членики криноидей, переотложенные фораминиферы). Породы насыщены глинистым материалом, пелитовым морским ОВ, остатками губок и радиолярий, а также сингенетичным игольчатым кремнеземом, интенсивно пиритизированы. Аналогичные фации вскрыты и на Нижне-Табаганской площади (скв. 20, 22): первично-кремнистые породы и шламово-биокластические вак-мадстоуны с раковинками фораминифер, члениками криноидей, губками и раковинным детритом. Известняки вторично окремнены, содержат сингенетичный игольчатый кремнезем.

К фациям приподнятых террас следует отнести отложения трех типов:

- глубоководные глинистые и шламово-механокластические (с редкой раковинной кластикой) известняки, неравномерно-окремненные, с линзами кремнистых первичных образований, вскрытые скв. Нижне-Табаганская-5, 9, 16;

- кальцисилтитовые и кальцилютитовые отложения, интенсивно стратифицированные, с глинистой примесью, участками с обилием биокластики и целых скелетов брахиопод и одиночных кораллов (более мелководная терраса), вскрытые скв. Герасимовская-11 и Северо-Калиновая-27;

- карбонатные, илестые, шламовые отложения с линзами глинистых пород и полным отсутствием скелетов и биолитокластики, вскрытые скв. Калиновая-8 и Герасимовская-15.

На примере последней скважины можно сделать вывод о том, что в целом сильная фациальная дифференциация нижнекаменно-

угольных отложений связана с унаследованным от девона рельефом на едином континентальном склоне, сильно прогнута в районе центра Герасимовской структуры и в участке скв. 20, 22 Нижне-Табаганской площади.

В нижнем карбоне существенно возрастает роль настоящих осадков — механокластических, т. е. образовавшихся в результате механического разрушения, перенесенных водными потоками и литифицированных посредством гравитации и изменения скорости потоков. Их роль увеличивается к средневасюганской свите, где она почти полностью сложена из механокластических осадков различного состава.

Наиболее мелководные поднятые участки шельфа в нижнем карбоне существовали в районе трех скважин: Широтная-50, Герасимовская-10 и 19. Это чистые илестые карбонатные отложения (табл. VI, фиг. 5), сильно стратифицированные, содержащие пелитовое ОВ и признаки нефтегазоносности, участками пелитизированные и ооидно-сгустковые, участками с большим количеством лито- и биокластики (членики криноидей, раковинный детрит). К мелководным, возможно, принадлежащим к фациям береговой клиноформы, следует отнести аквагенные породы: морские песчаники, алевролиты и аргиллиты, вскрытые скв. Широтная-53 и Герасимовская-3. Они содержат линзы и прослои шламовых известняков (переотложенных) с редкими мшанками и радиоляриями. Настоящие литофации береговой клиноформы обнажаются скв. Яхлинская-812 (табл. I, фиг. 1), но это значительно западнее, в пределах Тюменской области.

Итак, развитие девонской рифовой системы происходило постепенно, достигая максимума к началу позднего девона. Фациальная зональность силура и девона является унаследованной и изменялась в течение девона незначительно. Последовательность фаций в карбоне представляется как бы наложенной на девонскую и имеет абсолютно другие закономерности распределения в пространстве. Последнее связано с возрастающей ролью течений в переносе осадочного материала. Развитие барьерных сооружений характерно для сред-

него девона и начала верхнего девона. Кроме того, диагностируются полосы биогермов и калиптр по краю платформы, обращенной в лагуну, и пятнистые рифы в глубоководном трого. Если последовательность фациальных поясов силура и нижнего девона согласно идеализированной модели “укладывается” в рам-

ки центральной части Ньюрольской СФЗ, то для среднего и, особенно, верхнего девона она значительно превышает изученную территорию. На это указывают и широта фациальных поясов, и их дифференциация для отложений предрифового склона и открытого бассейна лугинецкого горизонта.

## БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЯ КАК ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНОГО ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Примерно 70–80 % поверхности доюрского фундамента в пределах юго-востока Западно-Сибирской плиты сложено карбонатными породами различного состава и возраста. В стратиграфической шкале карбонатные породы начинают доминировать начиная со среднего ордовика и преобладают в разрезах почти до среднего карбона. К карбонатным породам палеозоя приурочено подавляющее количество местоскоплений углеводородов (УВ) не только в центре Ньюрольской СФЗ, но и практически в пределах всего юго-востока Западно-Сибирской плиты. Автор развивает новый биоседиментологический подход к изучению карбонатных толщ. Он заключается в том, что карбонатные породы не являются типично осадочными породами, они представляют собой продукт жизнедеятельности организмов. То есть первичен не ил, осадок, спарит, обломок или осколок скелета, а только скелет организма, его положение в пространстве и его роль (активная или пассивная) в образовании карбонатной породы и карбонатного осадка. Мы признаем и механокластические карбонатные породы, такие как кальциллиты, кальцирудиты, калькарениты и т. п., известняки, возникшие в результате химических процессов и натечных инкрустационных форм и др. Они есть в природе, но их роль в палеобассейнах ничтожно мала.

Биоседиментолог, занимающийся описанием карбонатных разрезов с конечной целью выхода на региональный фациальный анализ, как специалист должен обладать огромными знаниями по таксономии и систематике, экологии и тафономии, морфологии и даже биологии большинства породообразующих организмов, а также иметь глубокие и обширные представления как о древних, так и о современных процессах породообразования в целом. Основным объектом биоседиментологии являются биокомпоненты любых пород, а значит, и образованные ими биогенные структуры и текстуры. Основными ее задачами являются:

уточнение и корректировка собственного биоседиментологического “языка” — самостоятельных понятий и терминологической базы; классификация биокомпонентов и скелетов организмов по их роли в образовании пород; исследование секреторной и скелетообразующей функций организмов и их влияния на биоаккумуляцию; типизация скелетов по устойчивости к разрушению; классификация породообразователей, биогенных текстур и структур. Основные цели биоседиментологии: расчленение мономинеральных карбонатных объектов на ряд биофациальных единиц, расчленение однородных карбонатных толщ и массивов, выявление фациальной зональности древних бассейнов, исследование эволюции экологических ниш и динамики развития органогенных систем в геологическом прошлом.

Особенности распределения местоскоплений УВ и других полезных ископаемых, закономерности развития первичной и вторичной пористости, интенсивность проработки наложенными процессами карбонатных пород, несомненно, связаны с характером распределения разнообразных первичных биогенных текстур и структур. Двадцатилетний опыт исследования фауны и органогенных построек палеозоя Салаира, Горного Алтая и Западной Сибири позволил не только собрать богатый статистический материал, но и выработать определенную концепцию об эволюции органогенных систем в фанерозое, новый седиментологический подход к классификациям карбонатных пород, подготовить новую легенду, соответствующую уровню знаний и отражающую все нюансы эколого-фациального, структурно-текстурного и литолого-тафономического анализов. В настоящей работе предлагается биоседиментологический метод исследования, который может быть применен на всех этапах — от изучения объектов в бинокulare и микроскопе до геологического картирования.

В настоящее время вопросами эволюции, закономерностями распространения органи-

генных построек фанерозоя, особенностями развития рифовых сообществ во времени занимаются немногие исследователи. Опубликовано совсем небольшое количество работ: Равикович А.И., Журавлева И.Т. [1975], Равикович А.И. [1975], Нестор Х.Э. [1978], Уилсон Дж. [1980], Задорожная Н.М. [1986] и Журавлева И.Т. с соавт. [Современные и ископаемые рифы..., 1990] и др. Сложность изучения эволюции морских экосистем заключается в невозможности полной идентификации условий существования и состава организмов современных океанов и древних бассейнов. Например, палеозойские рифы резко отличаются от современных составом рифостроителей, их трофической структурой, отсутствием симбиоза кораллов с зооксантеллами, широтой адаптаций рифостроящих организмов. В палеозое главную биоаккумулятивную функцию в органогенных постройках выполняют водоросли (*Girvanella*, *Izhella*, *Renalcis*, *Rothpletzella*, *Flabellia*, *Lancicula*, *Lithanaia*, *Rhabdoporella*, *Solenopora*, *Epiphyton*, *Antracoporella* и др.), кораллы, мшанки, строматопораты, археоциаты. Кораллы представлены табулятами, гелиолитидами, хететидами, ругозами, современных аналогов которым нет. Филогенетическая связь ругоз и склерактиний дискуссионна, а строматопораты вымерли уже в мезозое.

Известно, что развитие современных рифов происходит в особых условиях и ограничено и по глубине, и по широте. Современные рифостроители не переносят недостаток освещенности, резких колебаний температуры, большого количества взвесей в воде и т. д. Экологические наблюдения, проведенные в рифовых комплексах Западной Сибири, Горного Алтая и Салаира, показывают, что рифостроители силура и девона были менее специализированными организмами, менее требовательными к среде. Кораллы и строматопораты встречаются во всех фациальных зонах древних бассейнов, созданные ими органогенные постройки обнаружены даже в терригенных отложениях, автохтонные захоронения кишечнополостных наблюдались и в отложениях депрессионного типа, и в осадках крайнего мелководья.

Симбиотические взаимоотношения кораллов и водорослей, как и кораллов со строматопоратами, были широко распространены в палеозойских рифовых системах, однако симбиоз (протокооперация наподобие современных мадрепоровых и зооксантелл), по-видимо-

му, отсутствовал. Это доказывается широким развитием одних и тех же видов кораллов в различных фациальных зонах (т. е. и по глубине) древних бассейнов.

Таким образом, органогенные постройки палеозоя формировались в других условиях, чем рифы в современных океанах и морях. Метод актуализма при исследовании палеозойских рифовых систем малоэффективен. Могут быть использованы самые общие его формулировки: тепло- и светолюбовость рифовой биоты, широтная ограниченность органогенных сооружений. Кроме того, следует отметить сложность изучения органогенных построек палеозоя Горного Алтая — региона, испытывавшего мощные тектонические дислокации, пережившего активную вулканическую деятельность. В Горном Алтае и в некоторых районах Западной Сибири, видимо, существовали мелководные эпиконтинентальные моря с изрезанными нестабильными берегами, высоким горным рельефом на суше, резко дифференцированным рельефом морского дна, с интенсивной денудацией на суше, большим объемом выноса терригенного материала в бассейны. Организмы, образующие органогенные постройки в подобных условиях, могли иметь только высокие миграционные, коадаптивные качества, обладать высокой скоростью регенерации и скелетизации, иметь устойчивые к разрушению скелеты. Эти характеристики, несомненно, были присущи основным рифостроителям силура и девона Западной Сибири, Горного Алтая и Салаира — водорослям, строматопоратам, табулятам, гелиолитидам, хететидам, криноидеям, мшанкам.

В развитии органогенных построек во всех регионах существовали общие закономерности. На первой стадии (колонизация) на пологом склоне подводного рельефа формировалась площадка, где накапливался тонкий илистый карбонатный осадок и существовали тонковетвистые особи табулят, мшанок, строматопорат, водорослей, криноидей, одиночные ругозы. То есть здесь существовали заросли прикрепленных бентосных организмов. Они задерживали осадок, разрушаясь в массовых количествах, создавали субстрат для поселения массивных желваковидных, пластинообразных, полусферических и подобных колоний тех же организмов. Это вторая стадия — диверсификация. Расчлененный рельеф, сформированный разнообразными скелетами прикрепленных организмов, обусловил развитие многооб-

разных экологических ниш. Именно поэтому данная стадия характеризуется максимальным таксономическим разнообразием. При достижении биогенным рельефом уровня моря энергия среды повышалась. В условиях высокого гидродинамического режима могли существовать организмы с мощным скелетом, обладающие высокой скоростью закрепления на дне и вегетативного размножения, а также тонкостельчатые формы с высокой степенью регенерации. Продукт разрушения последних обычно вымывался с вершины органогенного сооружения или заполнял полости в каркасе. Таким образом, на стадии доминанции в орктоценозах наблюдается преобладающее развитие одних или других групп организмов (часто монотаксонный их состав), характеризующихся массивными неправильно-изометрическими, сферическими, пластинообразными и подобными скелетами, в интерстициях между которыми часто встречаются автохтонные захоронения тонковетвистых форм кишечнополостных, водорослей, криноидей, мшанок и др.

В практике крупно- и среднемасштабного картирования органогенных систем фанерозоя далеко не все подразделения предложенной классификации могут быть использованы в полной мере (рис. 34). Чем мельче масштаб исследования, тем более крупные таксоны могут быть использованы, например, биотурбилиты, баундстоуны без разделения, биокластиты

и др. В результате настоящих исследований в пределах центра Нюрольской СФЗ составлена схематическая карта фаций силура, девона и карбона. Диагностика фациальных обстановок выполнялась по авторской методике. Прослеживая на поверхности палеозоя границы конкретных фациальных обстановок и фациальных поясов, мы с некоторой условностью можем прогнозировать развитие органогенных построек определенного типа, а также все качественные и количественные характеристики, свойственные той или иной литофации, например, первичную и вторичную пористость, наличие битумоидов, проявлений УВ и т. д. Прогнозировать можно только в пределах конкретных фациальных поясов, при этом особенно важным представляется положение фронта рифа и бровки склона карбонатной платформы — элементов, как бы ограничивающих наиболее мелководные литофации карбонатного комплекса палеозоя.

Важными для нефтегазоносности оказываются области распространения и границы внутришельфовой впадины и наиболее глубоководных троговых фаций в пределах открытого бассейна. Именно здесь возможно обнаружение керогенсодержащих нефтегазогенерирующих объектов нижнего девона и лугинецкого горизонта верхнего девона. Эти породы и толщи могут быть источниками углеводородов.

## К ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПЕРВИЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Большинство современных классификаций карбонатных пород основано на тех же принципах, что и классификации терригенных. Главным является принцип дальности переноса материала, коррелируемый с размерами обломочных частиц. Это тоже показатель динамического состояния среды, переносимой обломочный материал, но только для пород, образовавшихся путем механического разрушения и водного переноса.

С.В. Тихомиров [1986], сравнивая генетические классификации осадочных пород, опубликованные в нашей стране и за рубежом, пришел к выводу, что наиболее современным является принцип М.С. Швецова [1958]: крупные подразделения в иерархической последовательности, от главных к второстепенным, выделяются по условиям образования минерального вещества, составляющего осадочные породы. М.С. Швецов установил четыре класса: обломочных пород (с подклассами терригенно-обломочных и пирокластических); химических—биохимических пород; каустобиолитов; смешанных пород. Карбонатные породы по этой классификации попадают в группу биохимических пород с участием организмов. Это, во-первых, не в полной мере отражает генетическую природу и разнообразие карбонатных пород и образований. Во-вторых, карбонатных пород чисто химического происхождения не очень много. И.В. Хворова [1958] к хемогенным известнякам относит оолитовые и микрозернистые их разновидности. По данным зарубежных ученых и результатам исследований российских литологов [Систематика..., 1998], к карбонатным породам чисто химического происхождения можно отнести крустификационно-инкрустационные кристаллические их разновидности, образующие фестончато-слоистые нарастания,

замещающие растительные остатки, а также часть микритового компонента (только часть!). Последний может образовываться вследствие биохимических процессов, эвапоритизации, вблизи поверхности воды. Однако большая часть илистого компонента в первичных карбонатных породах все-таки биологической природы — это результат или жизнедеятельности организмов, или биохимической (бактериальной) обстановки, или механического истирания скелетных частиц. Сгустковый микрит, как и аккреционные “нескелетные” зерна (пеллеты, ооиды, пизолиты, онколиты, оолиты), относится, по мнению В.Н. Шванова, В.Т. Фролова, Э.И. Сергеевой с соавт. [Систематика..., 1998], к продуктам бактериально-водородослевой деятельности и биохимического синтеза. Так как первичный карбонатный осадок (микрит) химической природы, выпадающий из вод, пересыщенных Са, отличается крайней неустойчивостью состояния, то диагностировать его среди гетерогенной массы биокомпонентов практически невозможно. Да и не нужно, так как его роль в процессе карбонатообразования ничтожна.

Наше исследование карбонатных пород в геологической истории (от венда—кембрия до перми) показывает, что микритовые карбонатные породы полностью ассоциируют с древними органогенными системами. Всегда в разрезах, там, где появляются первые скелетные остатки, имеется и илистый карбонатный материал. То есть последний является продуктом жизнедеятельности популяций древних организмов. Там, где нет(?) органики, но имеются микритовые породы (например, ламиниты), обычно в глубоководных образованиях, всегда возникают сомнения по поводу структуры и состава породообразующих популяций древних

организмов. Однако слабая изученность древней биоты либо ее полное отсутствие, по нашему мнению, не являются доказательством абиотического генезиса осадков. По-видимому, в течение всей геологической истории наряду с эволюцией седиментогенеза изменялась и роль биотического фактора от бактериально-биохимического к бактериально-водородослевному и далее к скелетному.

Высокая геохимическая подвижность карбонатного материала, его легкая растворимость, перекристаллизация, трансформация карбонатных минералов (например, арагонита в кальцит, кальцита в доломит), крайняя неустойчивость их в процессах диагенеза–катагенеза сильно затрудняют диагностику первичных структур, текстур и состава пород на момент их образования. Именно первичные характеристики пород могут дать объективную информацию о генетической природе карбонатных образований, об условиях их формирования, о гидродинамическом режиме бассейна седиментации. К сожалению, подавляющее большинство классификаций не разделяют карбонатные породы на два крупных царства – первичные и вторичные. Вторичное минералообразование затушевывает первичную структуру и текстуру и резко изменяет первичный состав минералов. Особенно это касается первичных карбонатных минералов кальцита и арагонита, которые являются главным продуктом секреторной деятельности большинства породообразующих организмов. В связи с этим возникает некоторое недоумение при анализе генетических(?) классификаций различного типа [Систематика..., 1998], когда:

- классифицируются карбонатные породы (карбонатолиты) в целом по минеральному составу, без разделения на первичные и вторичные;

- систематизация карбонатолитов происходит без глубокого изучения продуцирующей секреторной деятельности большинства породообразующих организмов;

- выделяются группы “фанмотипных” разновидностей с сохранением первичных структурно-текстурных признаков в виде реликтов, теней-“фантомов” (например, доломитов с первичными текстурами замещаемых известняков, пятнистых карбонатных пород, возникших вследствие биотурбации и перекристаллизации и т. д.). Установление таких категорий пород (“фанмотипных”), во-первых, указывает на признание авторами класси-

фикаций огромной роли вторичного минералообразования и перекристаллизации в карбонатолитах и, во-вторых, свидетельствует об их сдержанности (а возможно, и нежелании) в решении проблемы выяснения генетической природы этой сложной группы преобразованных пород.

Если говорить о классификации карбонатных пород по вещественному (минеральному) составу, то предлагаемая для использования усовершенствованная система С.Г. Вишнякова [Систематика..., 1998] не имеет практической значимости, зато имеет научное и лабораторное значение. Сами авторы признают, что даже при петрографических исследованиях использовать эту классификацию невозможно. Критикуя зарубежные классификации структурно-динамического типа, В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева с соавт. [Там же] предлагают собственную структурно-генетическую классификацию карбонатных пород (табл. 1). Недостатками этой классификации являются: наличие смешанных пород – известняков и доломитов, а также первичных и вторичных биохимических и биолитических разностей в одной и той же группе; использование монокомпонентных категорий пород, а не структур; неясность состава сопутствующих второстепенных компонентов; неопределенность структурных характеристик поликомпонентных систем; слабое освещение роли биологического фактора в образовании пород и недостаточность информации о его разнообразии; резкое доминирование групп, разделяющихся по зернистости (грано-, микро-, кристаллозернистых).

Последнее указывает на то, что авторы четко наследуют старый, изживший себя принцип классификаций (по Г.И. Теодоровичу, 1950–1962 гг.). Этот принцип заимствован из классификаций терригенных кластических пород, он очень удобен для использования, но совершенно неприемлем при диагностике генезиса карбонатных пород. Термин Г.И. Теодоровича “биоморфный” достаточно широко применяется в геологической литературе и, так же как и термины “органогенный” и “обломочно-органогенный”, вносит крайнюю неопределенность в характеристику структурного типа карбонатных пород. Можно предположить, что Г.И. Теодорович, зная классификации А. Грабау [Grabau, 1903], Р. Фолка [Folk, 1959], Р. Данхэма [Danham, 1962], дал в своей классификации терминам “биолитит” и “ба-

Структурно-генетическая классификация карбонатных пород  
(по В.Н. Шванову, В.Т. Фролову, Э.И. Сергеевой и др. [Систематика..., 1998])

Структурно-генетические группы	Структурные компоненты							
	Крустификационно-инкрустационный карбонат	Криптокристаллический микрит	Аккреционные "нескелетные" зерна	Биоморфный "скелетный" материал	Зерновой карбонатный материал	Иловато-микрзернистая масса	Карбонатный цемент	Кристаллическая масса
Туфоструктурные известняки (известковый туф, травертин, натечные формы и др.)		-----	-----					
Водорослево-структурные известняки, доломиты (криптоводорослевые ламиниты, тромболиты, строматолиты и др.)	-----							
Биоморфоструктурные известняки (каркасные, органогенно-желвачковые, ракушняковые, ветвисто-органогенные и др.)		-----						
Граноструктурные известняки, реже доломиты: лито-, био-, оо-, интра-, граноструктурные (от "иловых" до "зернистых")		-----						
Микроструктурные известняки (биохемо-, алломикроструктурные)				-----		-----		
Гранокристаллоструктурные известняки (бич-рок, цементит и др.)					-----		-----	-----
Кристаллоструктурные известняки, доломиты, их переходные по составу разновидности (различаются по размерам и форме кристаллов, сложению их агрегатов)							-----	-----

———— Структурные компоненты данной группы

----- Возможные сопутствующие второстепенные компоненты

ундстоун" неудачный русский перевод – "биоморфный известняк". Большинство отечественных классификаций лишь повторяли и усложняли терминологическую базу, а никак не углубляли и не усовершенствовали зарубежный опыт. Это также относится и к термину "форменные" элементы карбонатных пород. В этом случае лучше использовать термин "компоненты", разделяя их на различные виды: био-, лито-, оо-, интра-, что и делают авторы указанной классификации [Систематика..., 1998].

Первичные карбонатные породы ряда кальцит–арагонит подразделяются автором на две большие группы – биогенные и осадочные (табл. 2). Первая группа характеризуется доминированием биогенного фактора в образовании структур и текстур и в преобладании биокомпонентов в ее составе. Вторая группа объединяет первичные карбонатные породы типично осадочного происхождения, в процес-

се образования которых есть фактор механического или физического разрушения литифицированных образований, факторы водного переноса и осаждения перенесенных частиц. В группу настоящих осадочных пород не входит отряд глобоилитов (аллохтонных по сути, но не типично осадочных), так как для этого отряда не характерны первый и последний факторы осадочного процесса. В состав этого отряда отнесены все биокомпоненты (глобоиды) мелкого сферического габитуса (например, водоросли, бентосные фораминиферы и др.), а также аккреционные "зерна" из микрита, ооиды, онколиты, пизолиты, пеллеты, интракласты и др. Так же как и отряд биокластитов (см. табл. 2), глобоилиты составляют подтип субгравитационных карбонатных пород, для которых фактор биоаккумуляции и фактор гравитационного осаждения равнозначны.

Генетическая классификация первичных карбонатных пород

Таблица 2

Биогенные структуры	Тип	Автохтонный						Аллохтонный																
	Отряд	Биолиты (зоолиты, фитолиты)				Биотурбилиты		Глобиолиты		Биокластиты		Механокластиты												
	Группа	каркасные			субкаркасные	субкаркасные	каркасные	некаркасные	каркасные	некаркасные	некаркасные													
	Класс	Фреймстоун	Лайтстоун	Бафлстоун	Байндстоун	Инфлаутстоун	Хаотичные	Системные	Кластогермные	Грейстоун	Грейн-пакстоун		Руд-флаутстоун	Вакмадстоун	Турбидитные									
	Род	← Фултит		Афултит →		Скелетные	Фрагментарные	Эроклинные	Вихревые	Форонидные	Аэдисные	Эрокластовые	Глобидно-агрегатные	Глобидные несвязанные	Интракластовые	Осколочные	Обломочные	Шламовые	Кальцирудиты	Калькарениты	Кальцисилтиты	Кальциплотиты	Сальтационные	
	Вид	Массивно-однородные, изометрически сферовые, грибовидные и др.	Кубковые, сферовые, моностворчатые и др.	Ветвистые, кустистые, цилиндрические, катениморфные, одиночные	Корковые, пленочные, пластовые, ламеллярные																		Скелетные	Фрагментарные
Основа (матрикс)	Тип	Заполнитель каркаса (интерстиций)						Основная масса																
	Структура	Илистая			Илистая			Илистая			Спаритовая		Илистая		Илистая									
Текстуры		Тонкокластическая			Тонкокластическая			Скелетно-кластическая			Микритовая		Спарит-кластическая		Мелко-тонкокластическая									
		Массивно-однородные, биогермные, иловастные, биоритмитные, биостромные, калиптровые			Эроклинные, эрокластовые, эрогермные			Массивно-неоднородные		Пластовая		Массивно-кластические		Слоистые, градационные, флюидальные, клинокластовые, кластические, гравитационные										
Типы пород		Биоаккумулятивные						Субгравитационные						Гравитационные										
		Биогенные (неосадочные)												Осадочные										

Гравитационные первичные осадочные карбонатные породы (механокластиты) подразделяются на два класса — сальтационные, с механической обработкой зерен, и турбидитные, или потоковые, перемещенные путем мутьевых, зерновых и турбидитных потоков, без сальтации во взвешенном состоянии. По размеру компонентов среди механокластитов выделяются четыре вида пород: кальцирудиты, калькарениты, кальцисилиты и кальцилютиты. В основе подразделения лежит классификация А. Грабау [Grabau, 1903], усовершенствованная и популяризированная К. Данбаром и Дж. Роджерсом [1962]. Определение любого вида пород происходит на базе доминирования того или иного компонента, в данном случае конкретного размера (от пелитового до псефитового).

В понимании генезиса карбонатных пород важнейшее значение имеет представление об основе, или матриксе. Разделение породы на компонентную (структуроопределяющую) часть и матрикс необходимо с самого начала диагностики. Матрикс, или основа, породы — это все, что не относится к компонентам. Это может быть смесь илистого или кластического материала, спарита и микрита, скелетно-кластического и даже “породного” материала. Для аллохтонных субгравитационных и гравитационных осадочных пород в качестве матрикса служит основная масса, состав которой меняется от илистого до тонко-мелкокластического в зависимости от динамики разрушения пород, скорости и дальности переноса и условий осаждения материала. Термины “цемент” либо “цементирующая масса” для первичных карбонатных пород не применимы, так как относятся к явлениям диагенетического преобразования пород и не характеризуют первичное состояние среды седиментации.

Отряд аллохтонных (перемещенных) первичных осадочных пород — биокластитов разделяется на шесть классов структур: грейнстоун, пакстоун, рудстоун, флаутстоун, вакстоун и мадстоун, в соответствии с классификацией Р. Данхэма [Danham, 1962], А. Эмбри и Дж. Кловэна [Embry, Klován, 1971].

Пропорции ила, спарита и мелкой кластики в основной массе в соотношении с упаковкой главных структурообразующих компонентов четко отражают динамическое состояние среды седиментации. От этих терминов никак нельзя отказаться, так как каждый из них имеет очень емкое значение, а русский

перевод труден для употребления в силу громоздкости. По доминирующему составу компонентов биокластиты разделяются на три вида: осколочные, обломочные и шламовые, в зависимости от степени разрушения, окатанности, физического истирания компонентов и наличия тонкого карбонатного ила, как продукта их разрушения. Отсутствие ила и присутствие спарита — показатели высокого динамического режима седиментации, так как в подобной среде ил просто вымывается из осадка. В результате остаются пустоты, которые затем (на стадии раннего диагенеза) спаритизируются. Механизм образования спарита такой же, как и формирование известных ватерпасов, — заполнение пустот в раковинках яснокристаллическим кальцитом (спаритом).

Спаритовая и микритовая основная масса порового базального типа характерна и для отряда глобоилитов — аллохтонных субгравитационных неосадочных пород. Состав этого отряда достаточно подробно изложен в классификации В.Н. Шванова, В.Т. Фролова, Э.И. Сергеевой с соавт. [Систематика..., 1998] при описании структурно-генетических компонентов. Последнее как бы подытоживает результаты многолетних зарубежных исследований по петрографическому изучению структурообразующих компонентов карбонатных пород, начиная с Р. Фолка [Folk, 1959], однако выводы сделаны совершенно самостоятельные, без глубокого критического анализа и доказательства непригодности зарубежных классификаций. Среди глобоилитов автор по составу выделяет три вида разновидностей: глобоидно-агрегатные, глобоидные несвязанные и интракластовые. К первому классу глобоилитов отнесены породы со структурой грейпстоун, т. е. с развитием гроздевидных агрегатов пеллет и глобоидов, в жестком каркасе. Второй класс глобоилитов характеризуется распределением обособленных, не связанных друг с другом глобоидов, хотя в плотной упаковке они могут и контактировать между собой. Интракластовые глобоилиты отличаются резким доминированием интракластов. Причем термин “интракласт” понимается в представлении Р. Фолка [Folk, 1959], а не В.Н. Шванова [1988], т. е. как отторгнутые и переработанные (организмами) фрагменты песчаной размерности из ранее литифицированных карбонатных пород. Более крупные их фрагменты называются либо эрокластами, либо литокластами (см. гл. 3) в зависимости от роли организмов в их образова-

нии. Интракласты встречаются в ассоциации с глобоидами достаточно часто. Они также имеют изометрический, неправильно-изометрический габитус и часто внешнюю каемку, по которой можно сделать вывод о том, что часть интракластов пропусклась через пищеварительные системы древних организмов. Часть интракластов можно интерпретировать как результат жизнедеятельности биотурбаторов, часть — как копролиты. В составе глобоилитов два класса биогенных структур — грейпстоун и пакстоун. Они отличаются от биокластических грейн-пакстоунов только доминантным составом структурообразующих компонентов. Кроме того, для глобоилитов роль биоседimentации более существенна, чем для биокластитов: в их составе устанавливаются каркасные и субкаркасные группы, различающиеся между собой наличием либо отсутствием биоседиментационной связи (например, грейпстоуны). Роль гравитации в глобоилитах существенно меньше, чем в биокластитах, и проявляется только в вертикальной дифференциации микритовой основной массы, что наблюдается нечасто. Поэтому глобоилиты не относятся к типичным осадочным породам, а представляют собой биогенные образования с элементом биоаккумуляции.

Типичные автохтонные биогенные первичные карбонатные породы представляют собой не осадочные, а биоаккумулятивные образования. В их составе выделены два отряда — биотурбилиты и биолиты (с подотрядами — зоолиты и фитолиты). Биотурбилиты — новая группа пород, объединяющая все породы, возникшие в результате активного воздействия (эродирующего, биотурбационного) организмов на субстрат как каменистый, ранее литифицированный, так и синхронный времени биоаккумуляции. Таким образом, матриксом, или основной массой, в биотурбилитах служат карбонатные породы любого состава и строения, осадочного и биоаккумуляционного типа, с наличием компонентов как кластического, скелетного, так и илесто-тонкокластического состава, т. е. весь спектр биогенных и литогенных компонентов, структур и текстур. В случае биотурбилитов в качестве основной массы следует рассматривать карбонатные породы в целом, как объект и как основу для жизнедеятельности биотурбаторов. “Одинокое” поверхностное воздействие биотурбаторов на органогенный субстрат илесто-состава приводит к развитию пересекающихся в простран-

стве поверхностей биотурбации, такие биотурбилиты называются эроклинными. Мощная деятельность биотурбаторов в поселениях типа зарослей приводит к образованию эрокластического материала, такие биотурбилиты называются эрокластическими. Жизнедеятельность биотурбаторов в неплотных поселениях типа тампов, лугов и полей приводит к развитию даже каркасных биотурбилитов (например, форонидные, серпулидные и др.), такие образования называются системными биотурбилитами.

Биотурбилиты изучались многими исследователями, но не всегда выделялись в самостоятельную категорию пород. В 1984 г. В.Т. Фролов выделил их в отдельный тип отложений (ихнитолиты, биотурбиты) в составе группы биоэлювия IV ряда подводно-элювиальных морских отложений. Однако В.Т. Фролов никак не продемонстрировал их, не раскрыл механизм их образования, не охарактеризовал всего многообразия их состава и структур.

В составе биотурбилитов выделяют три группы образований: каркасные, субкаркасные и некаркасные. К первой группе отнесены системные биотурбилиты, которые в плотных популяциях образуют жестко связанные между собой постройки биотурбаторов, имеющих собственную внешнюю скелетную оболочку. К субкаркасным биотурбилитам отнесены эроклинные разности, в которых в качестве “каркаса” можно рассматривать систему биологически переработанных поверхностей. Эрокластовые биотурбилиты не имеют каркаса, так как представляют собой чаще “песчаники”, сложенные эрокластическим материалом.

Автохтонные биолиты — главные биоаккумулятивные биогенные породы. К осадочным породам их относить нельзя, так как типичного осадка в них мало, а влияние гравитации выражается чаще в направлении роста породообразующих организмов и в меньшей степени в дифференциации (“слоистости”) илестого материала в заполнителе каркаса. Матрикс этих пород следует называть заполнителем интерстиций между скелетами, а не основной массой, как для субгравитационных и гравитационных карбонатолитов. Состав заполнителя интерстиций меняется от илестого до тонкокластического в зависимости от гидродинамической обстановки. Причем отсутствие кластики и ила в интерстициях каркаса может интерпретироваться как признак среды

с наивысшей гидродинамической активностью. На подобные условия среды указывает и повышение плотности захоронения скелетов с уменьшением количества интерстиций и пустоты между скелетами. Это очень важный момент не только при диагностике генетической природы и фациального типа карбонатных образований, но и при изучении карбонатных пород-коллекторов. Дело в том, что в процессах вторичного минералообразования, доломитизации и перекристаллизации развитие вторичной пустоты, трещин и каверн унаследует первичную пустотную неоднородность, а это имеет огромное поисковое значение как при региональном, так и при локальном прогнозе нефтегазоносности.

В составе отряда биолитов два подотряда: зоолиты и фитолиты, различающиеся тем, что в первом доминируют животные, а во втором – растительные сообщества породообразующих организмов. В отряде биолитов две группы биоаккумулятивных образований – субкаркасные и каркасные. Субкаркасные биолиты характеризуются биогенной структурой инфлаутстоун. Это то же самое, что и флаутстоун, но отличается тем, что основные биокомпоненты инфлаутстоуна не перемещены движением воды и находятся в положении роста, не соединяясь в каркас (*in situ*). Плотность захоронения скелетов в инфлаутстоуне, их размеры, соотношение с количеством интерстиций и характером (ил, спарит, тонкая кластика) заполнителя интерстиций – признаки, по которым можно судить о повышении либо понижении гидродинамического состояния режима биоаккумуляции. В составе инфлаутстоунов два вида образований – скелетные и фрагментарные. Для скелетных инфлаутстоунов характерно преобладание целых скелетов в прижизненной геометрии и структуры скелетного образования. Это возможно для организмов с корковым, ветвистым и массивным типом скелетов (по степени устойчивости к разрушению). Для скелетов с камерным (редко) и сегментными типами скелетов это не всегда возможно, даже при захоронении *in situ*, вследствие полного распада (после захоронения) органической связки, соединяющей элементы скелетов. Такие “скелеты” образуют фрагментарные инфлаутстоуны. К последним отнесены и инфлаутстоуны с доминированием аллофрагментов, т. е. частей скелетов ветвистого и коркового типов, дезинтегрированных (поломанных) вследствие неоднородной литифика-

ции и обезвоживания в процессе преобразования субстрата в породу.

Каркасные биолиты разделяются на четыре класса: фреймстоун, байндстоун, бафлстоун и лайтстоун. Первые три установлены еще А. Эмбри и Дж. Кловэном в 1971 г., а отечественными учеными описаны в работах [Современные и ископаемые рифы..., 1990; Систематика..., 1998]. Новым подразделением в классе каркасных биолитов является лайтстоун, охарактеризованный в 1986 г. Г.Д. Исаевым [Исаев, 1986]. Он представляет собой каркасное сооружение, образованное организмами с камерным типом скелета. К таковым относятся некоторые брахиоподы, фораминиферы, устрицы, рудисты и другие прирастающие к субстрату организмы, имеющие раковины различных конфигураций (кубок, сфера, раковинно-створчатые и т. д.). Их довольно много в древнем органическом мире. Особенно активно реализовалась эта форма органогенных построек в рифовых сообществах мелового времени [Янин, 1989].

Три класса основных каркасных биолитов отличаются доминированием структуроопределяющего биокомпонента: для фреймстоуна характерно преобладание скелетов массивного типа, для байндстоунов – коркового, а для бафлстоунов – ветвистого или рамозного типа. Разновидности (или виды) отдельных категорий каркасных биолитов определяются разнообразием морфологии скелетов организмов, преобладающих в данной популяции (см. табл. 2). Например, в составе фреймстоунов могут быть следующие разновидности: массивные, неправильно-изометрические, грибовидные, сферовые и др.; в составе байндстоунов: пленочные, корковые, пластовые, ламеллярные и др.; в составе бафлстоунов: ветвистые, кустистые, одиночные, цилиндрические, дендроидные и др.; в составе лайтстоунов: моностворчатые, кубковые, сферовые и др. Особую разновидность следует выделить в составе фреймстоунов и байндстоунов – образование, полностью сложенное из скелетов массивного либо коркового типа, т. е. почти без заполнителя и пустот между скелетами. Ранее автор называл их биолититами согласно [Folk, 1959]. Однако, учитывая изначальную неопределенность этого термина, вместо биолитита здесь предлагается новый термин *фултит* (англ. full – полный). Другую разновидность каркасных биолитов с максимальным количеством заполнителя каркаса (например, для пленочных

байндстоунов до 90 % объема породы) и минимальным объемом каркасообразующего биокомпонента в породе следует называть *афултитом*, т. е. неполный. Эти два понятия очень важны не в смысле классификаций и систематизации структур вообще, а при определении карбонатных коллекторов, так как при вторичных процессах преобразования породы они ведут себя совершенно по-разному. Например, афултит может выщелачиваться таким образом, что в процессе гипергенеза и преобразования на его месте могут образовываться высокопроницаемые коллекторы карстового типа. Наоборот, после преобразования фултитов могут формироваться эффективные флюидоупоры, лишь в отдельных случаях трещинные коллекторы латерального типа.

Размер породообразующих компонентов в каркасных биолитах, плотность их упаковки в породе (плотная, насыщенная, ненасыщенная или неплотная), соотношение ила, спарита и кластического материала в заполнителе каркаса и количество последнего — признаки, по которым можно судить об уровне гидродинамического состояния бассейна биоаккумуляции. Например, плотные пластовые фултиты (байндстоуны) формируются в среде с наивысшей гидродинамической активностью, а ненасыщенные нежно-кустистые афултиты (бафлстоуны) образуются в затишных, тиховодных обстановках с низшим гидродинамическим режимом. Распределяя указанные выше признаки в определенной иерархии, мы создаем конкретный инструмент, механизм для определения не только конкретных обстановок участка биоседиментации, но и диагностики фациального типа карбонатных пород. Таким образом, настоящая схема генетической классификации первичных карбонатных пород является своеобразной основой регионального фациального анализа в областях карбонатакопления.

Текстуры первичных карбонатных пород достаточно слабо изучены, особенно для глобоилитов и биокластитов. Это обусловлено тем обстоятельством, что окончательная диагностика глобоилитов и биокластитов происходит в лабораторных условиях, при изучении пород в шлифах под микроскопом, а определение текстур происходит на самых начальных фазах исследования визуально, при исследовании обнажений в маршруте или керна на скважине. Этот существенный временной разрыв часто не позволяет совместить результаты микро-

скопического изучения пород и визуального (по фотографии) макронаблюдения природных объектов на скважине либо в обнажениях.

Вместе с тем многолетний опыт описания скважин и обнажений позволяет автору систематизировать в предварительном варианте биогенные текстуры первичных карбонатных пород. Для каркасных и субкаркасных биолитов независимо от того, животными либо растительными организмами они образованы, характерны чаще массивно-однородные или биогермные текстуры, иногда биоритмичные и калиптровые текстуры. Так как биотурбилиты характеризуются большим количеством эрозивных элементов, для них чаще наблюдаются эроклинные (похожие на перекрестную “слоистость”), эрогермные и эрокластовые (псевдообломочные) текстуры. Для глобоилитов и биокластитов чаще всего наблюдаются массивно-неоднородные, пластовые и массивно-кластические текстуры. Механокластиты обладают всеми текстурами типично осадочных пород: слоистых, гравитационно-кластических и флюидальных, градационных (для турбидитных механокластитов).

Осадочные породы, доминирующие в верхних горизонтах литосферы, являются главными носителями полезных ископаемых. Особенно важными из них представляются углеводороды. Именно эти породы оказались не охваченными систематизацией, вне поля зрения нефтяников, литологов, петрографов и классификаторов. Предлагаемая в настоящей работе схема классификации карбонатных пород отличается от ранее известных следующими признаками.

1. Настоящая схема классификации посвящена только первичным (а не преобразованным) карбонатным породам кальцит-арагонитового ряда.

2. Схема основана не на структурно-вещественном составе пород, а на текстурно-компонентно-структурном строении первичной карбонатной породы.

3. В основу схемы положены биоседиментологические признаки, роль организмов в образовании пород и воздействии их на субстрат, а также гидродинамические признаки среды биоаккумуляции.

4. Схема составлена на базе обширных знаний палеонтологии породообразующих организмов, их секреторной деятельности, геометрии и стереометрии скелетообразования. Незнание этой сферы обычно приводит к вы-

делению таких категорий, как “органогенно-обломочные”, “биогенные с реликтами теней” и т. д.

5. Классификация первичных карбонатных пород в своей основе опирается на систему структур зарубежных авторов Р. Данхэма [Danham, 1962], А. Эмбри и Дж. Кловэна [Embry, Klován, 1971]. Именно она является единственной системой, построенной на жизненных формах популяций породообразующих организмов.

6. В предлагаемой схеме при определении компонентного состава отдельных категорий первичных пород используется классификация Р.Н. Гинзбурга [Ginsburg, 1956] по степени их устойчивости к разрушению. Этот признак — один из важнейших динамических показателей.

Несмотря на то, что данная схема классификации изобилует многочисленными непривычными терминами, малоупотребляемыми в отечественной геологической практике, автор

считает целесообразным предложить ее для критики и использования. Система структур Р. Данхэма, А. Эмбри и Дж. Кловэна широко применяется за рубежом. Кроме того, необходимо добавить, что любая систематизация, обобщение и классификация не только суммирует все знания по определенной группе пород и ликвидирует синонимы, антонимы, восстанавливая приоритет и нормализуя терминологическую базу, но и существенно расширяет последнюю, добавляя новые термины. Это хорошо видно по работе В.Н. Шванова, В.Т. Фролова, Э.И. Сергеевой с соавт. [Систематика..., 1998]. Поэтому терминологизации не следует опасаться, тем более что термины Р. Данхэма, А. Эмбри и Дж. Кловэна давно опубликованы в советской и российской печати. Для более широкого использования их в геологической практике необходимы глубокие знания по биоседиментологии. Этой цели и посвящена настоящая книга.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ НИШ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

В геологических обобщениях фациально-генетический анализ используется не часто. Фациальный анализ помогает воссоздать “реальные” модели древних бассейнов, однако эта “реальность” кажущаяся, так как базируется только на анализе современных обстановок осадконакопления. Выработанные на этих позициях критерии фациального анализа не могут в полной мере быть использованы для диагностики палеогеографических обстановок в прошлом. Безусловно, наивно предполагать неизбежность законов седиментации на протяжении 1–2 млрд лет, даже 500 тыс. лет. Изменялся не только механизм накопления осадков, эволюционировали сами законы и принципы осадочного процесса. Экспериментальные работы по моделированию осадочных процессов различной сложности не дают ответа на все вопросы, так как они, во-первых, основываются на принципах современного осадконакопления, а во-вторых, выполняются в современных атмосферных условиях и с помощью современных средств и методов. Невозможно с современных позиций объяснить существование огромных солеродных бассейнов в кембрии, панрегиональное распространение угленосных бассейнов в карбоне, оригинальных джеспилитов в докембрии, мелководных “глобигериновых” морей в меловом периоде и многое-многое другое.

Автор в течение последних 30 лет изучал кораллы и рифы палеозоя Западной Сибири, Горного Алтая и Салаира, исследовал докембрийские доломитовые комплексы Вездеходного структурно-фациального района (1986–1987 гг.) и района Юрубчено-Тахомского месторождения (1987–1988 гг.), изучал видовой состав коралловой биоты нижнего палеозоя (ордовика–силура) Сибирской платформы

и Таймыра. Палеонтологические исследования биоты — это не только определение видового состава, но также реконструкция прижизненных функций отдельных органов конкретного индивидуума, жизнедеятельности вида в целом, изучение отношений родственных и неродственных форм и особей одного вида между собой, обстановок абиологической и биологической сред, внешних условий существования и деятельности популяций породообразующих организмов. От реконструкции жизнедеятельности отдельного организма к восстановлению условий его существования и, посредством этого, к определению гидродинамического режима образования пород. То есть глубокое изучение особенностей захоронения организмов, их скелетов или частей последних совместно с компонентами вмещающей среды всегда дает положительный результат в определении механизма образования той или иной породы. Исследуя карбонатные комплексы пород в чрезвычайно широком стратиграфическом диапазоне, автор сформировал определенные представления о генетической природе различных биогенных и небиогенных карбонатов. Здесь следует подчеркнуть недостаточно полное исследование автором уровня венда–кембрия (15 разрезов Юрубчено-Тахомской зоны), хотя именно этот уровень является важнейшим для исследования не только эволюции различных групп породообразующих организмов, их роли в осадконакоплении, но и в целом эволюции осадочных бассейнов.

Наблюдения рифовых систем силура и девона показывают, что органогенные постройки формировались в отличных от современных обстановках. Это подтверждается следующими фактами: составом рифостроителей и породообразователей, который резко отличается от

современного и изменялся во времени; отсутствием симбиоза – протокооперации, которая характерна для современных кораллов и зооаксантелл (симбиоз имел место, например, для водорослей и археоциат на заре фанерозоя); географией распространения органогенных систем прошлого, которая во много раз шире и разнообразнее современной; высокой мобильностью и приспособляемостью организмов-породообразователей прошлого в отличие от узкоспециализированных современных биотопов.

Роль биосферы в образовании пород в геологической истории недооценивалась. Вместе с тем значение биогенного фактора на протяжении всей геологической истории в различных процессах (в том числе и осадочных) на Земле было не только большим, оно было основным, а в некоторые периоды и главным. Сейчас невозможно определить, что появилось вначале на Земле – минеральные частицы или бактерии. Несомненно другое: биологический фактор – основной атрибут земной материи.

В глубоком докембрии [Исаев, 2001] доминировали крайне мелководные бассейны с агрессивной воздушной средой, с дефицитом кислорода не только в воздухе, но и в воде, где все его количество было “задействовано” в биологических и биогеохимических процессах. На ранней стадии развития Земли существовали резервуары с углекисло-азотной и азотной воздушной средой с доминированием не водного, а воздушного переноса осадков и вулканической деятельности, преобладанием кислотной и биологической дезинтеграции субстрата или поверхности земли. Именно в такой среде умудрялись жить и расселяться бактерии и первые примитивные водоросли. Здесь не было еще типичного “осадочного” процесса, а существовало подобие биогеохимических реакций в западинах рельефа, мелких впадинах. Они не были водоемами в прямом смысле слова. Это были минерализованные растворы, рассолы с повышенным уровнем кислот, щелочей и солей. В этих обстановках мог сохраниться только цианобактериальный комплекс, и то в экстремальных случаях, поскольку карбонатный материал мгновенно растворялся как в агрессивной среде, так и в кислотно-щелочных растворах. Единственным шансом закрепиться в геологической истории было развитие и постепенное наращивание кислородного потенциала в минерализованных рассолах. Такие впадины, мелкие резервуары вдалеке от вулка-

нической деятельности постепенно приобретали возрастающее значение к середине докембрия, одновременно с уменьшением деятельности вулканов и их роли в продуцировании осадка на планете. Экологические ниши в этих изолированных резервуарах с породообразующими бактериями и водорослями не могли формировать крупные объемы карбонатного материала. Ниточки, сгустки глобониды, пленки, чудом сохранившиеся в этих впадинах, – вот все, что осталось в породе и сохранилось в геологической истории. Разнообразие ниш было небольшим, зато специализация биотопов была очень высокой. Экстремальный “резервуарный” этап развития экологических ниш к середине докембрия постепенно замещался субплитным.

В субплитных крайне мелководных бассейнах дефицита кислорода уже не существовало, однако он присутствовал в воздушной среде. Водный перенос осадков только начинает формироваться, все еще преобладают ветровой, химико-бактериальный и вулканокластический. Сейчас невозможно представить, каким образом перемещался материал по поверхности земли, а это необходимо для определения генезиса песчаников и обломочных пород, имеющих большие мощности и широкие ареалы распространения. Речных систем в то время не существовало, но временные, ливневые водные потоки, скорее всего, имели место. В субплитных бассейнах уже накапливались карбонатные породы, но разнообразием они не отличались. В большей степени это было доломитообразование. Экологические ниши в основном также были монотаксонными, хотя уже отличались высокой биопродуктивностью. В популяциях карбонатообразователей преобладают водоросли и строматолиты, нередко образующие целые поля (площади) сверхплотных поселений. Структуры и текстуры (как макро, так и микро) были обусловлены динамическими характеристиками среды. Предел насыщения кислородом находился вблизи границы воздушной и водной сред, а насыщения кальцием в субплитных водоемах, скорее всего, не существовало, так как весь кислород был задействован в биологических процессах. В начале этапа субплитных бассейнов химическая и биохимическая эрозия поверхности земли постепенно замещалась химико-бактериальным и воздушным переносом, а затем переносом с элементами временных водных потоков. Это происходило одновременно

с эволюцией атмосферы от азотной через кислородно-азотную к азотно-кислородной. Ландшафты, в отличие от “резервуарного” этапа, были менее дифференцированы, выположены. Именно постепенное выравнивание рельефа приводило к широкому развитию бассейнов платформенного типа.

Увеличение кислорода было обусловлено появлением фотосинтезирующих организмов: синезеленых водорослей, многоклеточных высших растений, метазоа и строматолитов. Метаболизм последних уже был построен на потреблении кислорода, содержание которого во внешней среде возрастало. Атмосфера становится прозрачной, роль солнечной энергии в жизнедеятельности организмов – определяющей. Диверсификация биоты к концу этого этапа (поздний докембрий) нарастает. Появляется мягкотелая бесскелетная биота, роль которой увеличивается к концу позднего докембрия. Разнообразие экологических ниш в субплитных бассейнах определялось не только динамическими параметрами водной среды (а для “резервуарного” этапа и параметрами ландшафтов и воздушной среды), но и рельефом дна бассейнов. Последний критерий является важнейшим, он определяет разнообразие экологических ниш и таксономическую диверсификацию биоты на последующие этапы эволюции бассейнов. Смена субплитных седиментационных бассейнов эпиконтинентальными происходила синхронно [Исаев, 2001] с существенным изменением состава гидро- и атмосферы, повышением роли водного переноса и породообразующей функции скелетных организмов в начале фанерозоя. Это происходило одновременно с эволюцией ландшафтов, а значит, и с изменением структуры источников сноса. Ландшафты в течение палеозоя значительно менялись, причем неоднократно – от полностью пенепленизированных до горно-складчатых, в зависимости от тектонической активности. В процессе эволюции эпиконтинентальных бассейнов роль биоаккумуляции возрастала. Определилось и геоморфологическое положение в бассейнах экологических ниш с высокой биопродуктивностью и большой плотностью поселений.

Уровень насыщения кальцием был одинаковым для эпиконтинентальных бассейнов и совпадал с областями развития известководелющих организмов. Критический предел карбонатонакопления имел не глубинную зависимость (как для океанических бассейнов), а,

скорее всего, климатическую, фаціальную или палеогеоморфологическую. Эволюция эпиконтинентальных бассейнов шла по пути усложнения биофаціальной зональности, дифференциации экологических ниш одновременно с усложнением специализации биоты. Последняя в отдельные моменты достигала максимума (средний девон, карбон). Особенно это касается рифообразующей роли колониальных бентосных организмов, соответственно, от строматолитов и строматопорат к мшанкам и кораллам. В основе этих изменений лежит космическая цикличность, непосредственно влияющая на зональность в эпиконтинентальных морях, их регрессии и трансгрессии (т. е. географическую миграцию), на климат и даже на состав водной среды (минерализация, осолонение, опреснение, пересыщение Са и О<sub>2</sub> и т. д.). Эволюция экологических ниш в эпиконтинентальных бассейнах была взаимообусловлена с абиогенной и космической.

Постепенное изменение биоты, ее роли в образовании пород в гармонии с эволюцией внешней среды шло по пути усложнения условий обитания организмов (дифференциация дна бассейна, обилие привноса осадков, тектоническая и вулканическая деятельность внутри бассейна и др.). Причем эволюция экологических ниш эпиконтинентальных бассейнов имела тенденцию смещения мелководных фаций и мелководной биоты в глубоководные, т. е. в геологической истории эпиконтинентальных экологических ниш наблюдается явно регрессивное смещение адаптивных возможностей различных групп и царств животного и растительного мира. Редукция эпиконтинентальных бассейнов привела к изоляции, биотической диверсификации и специализации флор и фаун, а значит, к кризису и замещению их новыми группами с большими адаптивными возможностями. Такие моменты наблюдались в палеонтологической истории многократно, но наиболее яркие из них имели место в позднем докембрии, на рубеже докембрия и палеозоя, на границе палеозоя и мезозоя и, возможно, в позднем протерозое. То есть перестройки структуры и эволюция экологических ниш совпадали со сменой бассейнов: резервуарных на субплитные, субплитных на эпиконтинентальные, эпиконтинентальных на океанические.

Эволюция биосферы в океанических бассейнах шла в аналогичном направлении – усложнение разнообразия экологических ниш,

узкая специализация биоты, доминирующая роль организмов в карбонатообразовании, усложнение геоморфологического профиля, увязанное с эволюцией ландшафтов на континентах. В мезозое и кайнозое развитие атмосферы достигает верха совершенства: появляется структурированная климатическая зональность, усложняются дифференцированный горно-океанический рельеф с максимальным разнообразием средств доставки обломочного материала. Специализация биоты в развивающихся океанических бассейнах заключается не только в приобретении новых (и узких) адаптивных возможностей, но и в широком разнообразии типов расселения организмов, биоаккумулятивных способностей, скелетных форм, в новых способах и путях миграции и расселения бентоса, в новой специфике строительства органогенных сооружений, особенностях биоэрозии субстрата, характера связывания и переноса осадка.

Современная биота достигла максимума диверсификации, а окружающая среда — наибольшего разнообразия экологических ниш и высочайшей специализации. Дальнейшее изменение океанических бассейнов, а значит, и эволюция экологических ниш в будущем обусловлены человеческой деятельностью. Несобранность последней может нарушить гармонию развития экологических ниш и внешних абиогенных факторов и в конце концов привести к гибели всей биосферы планеты.

Итак, эволюция экологических ниш в геологической истории непосредственно связана с эволюцией бассейнов седиментации — от резервуарных и субплитных к эпиконтинентальным и океаническим — и шла по пути усложнения и специализации. На всех этапах развития моменты усложнения и специализации наблюдаются в полной мере и сопровож-

даются таксономической диверсификацией биоты, реализацией биоаккумулятивных возможностей организмов, их способностей связывать осадок, переносить его, а также возрастающей ролью биотурбаторов в образовании кластики и т. д. Восстановление конкретных экологических ниш в далеком прошлом невозможно без экстраполяции в глубь истории Земли, без учета эволюционных изменений в био-, лито-, гидро- и атмосфере, от конкретного биотопа до трансформации ландшафтов и космических событий. При этом всегда надо помнить, что законы и принципы “эволюции” тоже меняются. Роль организмов в породообразовании на всех стадиях развития седиментационных бассейнов была значительной, а иногда и доминирующей (например, при карбонатообразовании). Она может быть еще существенней, если учитывать роль мягкотелых (не имеющих скелета) организмов, ведь мы судим о роли организмов в образовании осадков по “скелетной” части, сохранившейся в литосфере. Учитывая то, что в реальных обстановках, в реальных экологических нишах мягкотелых форм на порядок больше (по видовому составу), чем литифицированных форм, и на два порядка больше по сравнению с сохранившимися в геологической летописи, легко представить себе объем участия биоты в осадочном процессе. Детальное всестороннее исследование фактического материала по эволюции “осадочных” процессов на Земле еще впереди, причем исследование с учетом всех аспектов трансформации атмосферы и гидросферы, эволюции ландшафтов, бассейнов седиментации, механизмов и средств доставки обломочного материала, изменения рельефа и роли организмов в породообразовании. Биоседиментология как наука помогает раскрыть последний фактор во всем его многообразии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большинство палеонтологических работ современных исследователей посвящено биостратиграфии, морфологии организмов, видовому составу древних сообществ. Последние классификации карбонатолитов базируются только на минеральном, т. е. вещественном, составе пород, упуская из виду морфологические, а значит, и экологические особенности породообразующих организмов. Биоседиментология, так же как и палеоэкология, находится на стыке двух дисциплин — палеонтологии и седиментологии, но отличается от последней исследованием роли организмов в породообразовании. Этим объясняется огромное количество новых понятий и терминов, широко применяемых в настоящей книге. Необходимость самостоятельной понятийно-терминологической базы обусловлена исключительной сложностью предмета исследования — роли организмов в осадочных процессах на Земле, реализованной в системе осадков в литосфере, начиная с докембрия до настоящего времени. Дальнейшие исследования в этом направлении позволяют упорядочить и систематизировать понятийную основу биоседиментологии. Термины станут привычными и широко используемыми, а внимание литологов и седиментологов будет, наконец, обращено к палеонтологии. Именно палеонтология, при настойчивом и глубоком проникновении исследователя в сферы прижизненных обстановок древнейших популяций организмов, может ответить на все вопросы и решить все проблемы породообразования в прошлые эпохи. Основываясь на морфофункциональном анализе, широко применяемом в палеонтологии древних вымерших организмов, исследователь может восстановить функции отдельных органов конкретного ин-

дивида, образ жизни, питания, трофические и иные (например, симбиотические) отношения с другими особями этого вида, а также с другими группами животных и растений. Эти реконструкции и лежат в основе восстановления условий седиментации, фациальной обстановки в целом.

Как показывает наш опыт использования биоседиментологических приемов, в практике геолого-съёмочных работ они достаточно эффективны при расчленении монотонных карбонатных разрезов и чрезвычайно успешны при изучении внутренней полифациальной структуры рифогенных известняков. При этом применение классификации биогенных структур Р. Данхэма, А. Эмбри и Дж. Кловэна наиболее рационально и эффективно. Обобщая биоседиментологические наблюдения в разрезах силура и девона Горного Алтая, Салаира, Западно-Сибирской плиты, Таймыра и Сибирской платформы, мы пришли к построению идеализированного фациального профиля (см. рис. 15) морских акваторий с доминированием карбонатообразования, а также к критическому анализу генетических классификаций осадочных пород, логически завершая настоящее исследование авторской классификацией первичных карбонатных пород. Эта работа не претендует на универсальность и всеохватность проблем седиментологии в целом, является авторской по сути и предлагает новое направление исследований на стыке двух дисциплин. Успех последней зависит, прежде всего, от практической целесообразности подобного рода усовершенствований и, безусловно, от профессионализма и творческого таланта будущих поколений биоседиментологов.

- Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. 214 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Карбонатные породы. М.: Недра, 1969. Ч. 2. 706 с.
- Бендукидзе Н.С., Чиковани А.А.** Позднеюрские биотекты Грузии // Вопросы палеонтологии и стратиграфии мезозоя Грузии: Тр. ИГН АН ГрузССР. Н.С. Тбилиси, 1975. Вып. 47. С. 26–37.
- Вилли К.** Биология. М.: Мир, 1968. 808 с.
- Геккер Р.Ф.** Следы беспозвоночных и стигмариин в морских отложениях нижнего карбона Московской синеклизы. М., 1980. 89 с. (Тр. / ПИН АН СССР; Т. 178).
- Гмид Л.П., Леви С.Ш.** Атлас карбонатных пород коллекторов. Л., 1972. 176 с. (Тр. / ВНИГРИ; Вып. 313).
- Гринсмит Дж.** Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 254 с.
- Данбар К., Роджерс Дж.** Основы стратиграфии. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 364 с.
- Друщиц В.В.** Палеонтология беспозвоночных. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. 528 с.
- Задорожная Н.М.** Ископаемые органогенные постройки – особая категория геологических тел // Сов. геология. 1986. № 5. С. 49–58.
- Исаев Г.Д.** Биокомпоненты карбонатных пород, их диагностика и значение в фациальном анализе // Биофациальный анализ при палеогеографических реконструкциях. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 77–86.
- Исаев Г.Д.** Закономерности строения и развития среднепалеозойских органогенных построек Горного Алтая как зоны активизации // Закономерности геологического развития Горного Алтая и Кузнецкого Алатау как зоны активизации: Межвуз. сб. науч. тр. Новосибирск: НГПИ, 1987. С. 26–31.
- Исаев Г.Д.** Методика изучения биогенных структур карбонатных пород палеозоя для целей усовершенствования стратиграфической основы // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стратиграфических схем. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. С. 91–100.
- Исаев Г.Д.** Среднепалеозойские рифогенные отложения Западно-Сибирской плиты и стратиграфические задачи локального прогноза // Стратиграфия и минералогия среднего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 60–61.
- Исаев Г.Д.** Табуляты в органогенных постройках нижнего девона Горного Алтая и Салаира: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. 16 с.
- Исаев Г.Д.** Тафономический анализ табулят топчуганской свиты среднего девона Горного Алтая // Экостратиграфия осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 82–90.
- Исаев Г.Д.** Характеристика ориктоценозов разнофациальных отложений нижнего девона Горного Алтая и Салаира // Геология и геофизика. 1983. № 8. С. 12–21.
- Исаев Г.Д.** Шипунихинский рифовый комплекс: строение, динамика развития // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая: Тезисы докл. науч.-практ. конф. Барнаул: НТО горное, 1982. С. 16–19.
- Исаев Г.Д.** Эволюция осадочных процессов и фациально-генетический анализ отложений // Эволюция жизни на земле: Материалы II Междунар. симпозиума. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. 588 с.

**Исаев Г.Д.** Эколого-фациальные подразделения в практике крупномасштабной геологической съемки // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: НТО горное, 1986. С. 129–130.

**Исаев Г.Д., Мирецкая Н.М., Ярошинская А.М.** Характеристика ядерной части Пестревского рифового комплекса в Малосалаиркинском карьере // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. С. 67–73.

**Исаев Г.Д., Степанов С.А., Перегоедов Л.Г. и др.** Биофациальная модель Малоичского рифового комплекса // Биофациальный анализ при палеографических реконструкциях. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 100–108.

**Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др.** Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. 216 с.

**Карбонатные породы.** М.: Мир, 1970. Т. 1. 369 с.

**Логвиненко Н.В., Орлова Л.Б.** Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1987. 237 с.

**Максимова С.В.** Очерки по прикладной палеоэкологии. М.: Наука, 1984. 91 с.

**Маслов В.П.** Ископаемые известковые водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 302 с.

**Мовшович Э.Б., Кнепель М.Н., Несмеянова Л.И., Польштер Л.А.** Принципы выявления зон фациального контроля нефтегазоаккумуляции. М.: Недра, 1981. 288 с.

**Наумов Д.В., Пропп М.В., Рыбаков С.Н.** Мир кораллов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 360 с.

**Нестор Х.Э.** Об эволюции трофической структуры древних рифовых экосистем // Тезисы IV Всесоюз. симпозиума по изучению ископаемых кораллов. Тбилиси, 1978. С. 52–53.

**Основы палеонтологии.** Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви / Под ред. Б.С. Соколова. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 458 с.

**Петтиджон Ф.Дж.** Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 454 с.

**Преображенский Б.В.** Морфология и палеоэкология табулятоморфных кораллов. М.: Наука, 1982. 160 с.

**Равикович А.И.** Краткая история изучения ископаемых органогенных построек // Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. С. 6–11.

**Равикович А.И., Журавлева И.Т.** Эволюция органогенных построек в истории Земли // Древние Spidaria. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. Т. II. С. 11–19.

**Рауп Д., Стэнли С.** Основы палеонтологии. М.: Мир, 1974. 235 с.

**Селли Р.Ч.** Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.

**Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др.** СПб.: Недра. С.-Петербург. отд-ние, 1998. 352 с.

**Современные и ископаемые рифы.** Термины и определения / И.Т. Журавлева, В.Г. Кузнецов, Б.В. Преображенский и др. М.: Недра, 1990. 184 с.

**Степанов С.А., Исаев Г.Д.** Фациальный анализ Баскусканского рифогенно-аккумулятивного комплекса (нижний–средний девон Салаира) // Литология и палеогеография докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 47–56.

**Степанова С.А., Краснов В.И., Ратанов Л.С. и др.** Опорный разрез бассейновых фаций верхнего девона Западно-Сибирской низменности // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1985. С. 62–72.

**Теодорович Г.И.** О структурной классификации известняков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 7. С. 72–84.

**Тихомиров С.В.** Вопросы генетической классификации осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, № 2. С. 140–141.

**Уилсон Дж.** Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.

**Фортунатова Н.К.** Генетические типы и сендиметационные модели карбонатных отложений // Сов. геология. 1985. № 1. С. 32–45.

**Фролов В.Т.** Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

**Фролов В.Т.** Основы генетической типизации морских отложений // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1980. С. 42–47.

**Хворова И.В.** Атлас карбонатных пород среднего и верхнего девона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

- Шаповалова Н.Г.** Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 131 с.
- Шванов В.Н.** К методике описания осадочных формаций по структурно-вещественным признакам // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 4. С. 3–9.
- Шепард Ч.** Жизнь кораллового рифа. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 184 с.
- Швецов М.С.** Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
- Шуйский В.П.** Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука, 1973. 155 с.
- Янин Б.Т.** Юрские и меловые рудисты (стратиграфическое и географическое распространение). М.: Наука, 1989. 216 с.
- Berner R.A., Westrich J.T.** Bioturbation and the early diagenesis of carbon and silur // Amer. J. Sci. 1985. V. 285, N 3. P. 193–206.
- Biology and geology of coral reefs / O.A. Jones, B. Endian (eds.).** New York; London: Acad. Press, 1974. V. 2. P. 42–50.
- Bouma A.H.** Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- Boyajian G.E., La B.M.** Biomechanical analysis of passive flow of stromatoporoids morphologic, paleoecologic and systematic implication // Lethaia. 1987. V. 20, N 3. P. 223–229.
- Camoin G.** Rudist-coral frameworks associated with submarine volcanism in the Maastrichtian of the Pachino area (Sicily) // Sedimentology. 1988. V. 34, N 1. P. 123–138.
- Carbonate rocks (Developments in sedimentology-9) / G.V. Chilingar, H.J. Bissel, R.W. Fairbridge (eds.).** Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 25–50.
- Classification of carbonate rocks: Symposium Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. / V.E. Ham (ed.).** Tulsa, Okla, 1962. V. 1. 279 p.
- Cloud P.E.** Geology of Saipan Mariana Island. Pt 4. Submarine topography and soft-water ecology // Geol. Surv. Profess. Pap. 1959. V. 280. P. 361–445.
- Clynn P.W., Stewart R.H., McCosker J.E.** Pacific coral reefs of Panama: structure, distribution and predators // Geol. Rdsch. 1972. V. 61, N 2. P. 483–519.
- Cook H.E., Enos P.** Deep-water carbonate environments – an introduction // Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. Publ. 1977. N 25. P. 1–3.
- Corey D.A.** Sedimentological effects and palaeoecological implications of the tubebuildings polychaete *Lanice conchile ga Pallas* // Sedimentology. 1987. V. 34, N 1. P. 49–66.
- Cuffey R.J.** The roles of bryozoans in modern coral reefs // Geol. Rdsch. 1972. V. 61, N 2. P. 542–550.
- Danham R.J.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks: Simposium Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. / V.E. Ham (ed.). 1962. V. 1. P. 108–121.
- Embry A.F., Klovan J.E.** A late devonian reef tract on northheastehn Bancks Island Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19, N 4. P. 730–781.
- Flugel E.** Microfazielle Untersucher in der Alpinen Trassic-Methoden und Probleme // Mitt. Ges. Geol. Bergaustud. 1972. Bd 21. S. 9–64.
- Folk R.L.** Practical petrographic classification of limestones // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1959. V. 43. P. 1–38.
- Friedman G.M., Amiel A.J., Schneidermann N.** Submarine cementation in reefs: example from the Red Sea // J. Sediment. Petrol. 1974. V. 44, N 3. P. 816–825.
- Fufferer D.K.** Significance of the boring sponge *Cliona* for the original of fine grained material of carbonate sediments // J. Sediment. Petrol. 1974. V. 44, N 1. P. 79–84.
- Ginsburg R.N.** Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1956. V. 40, N 10. P. 2384–2427.
- Grabau A.W.** Paleozoic coral ruls: ged // Soc. Amecha Bull. 1903. N 14. P. 337–352.
- James N.P.** Facies models. 10. Reefs // Geosci. Can. 1978. V. 5, N 1. P. 16–26.
- Kobluk D.R.** Reef stromatoporoid morphologies as dynamic, populations: apple, cation of field data to a model and the reconstruction of an Upper Devonian reef // Bull. Can. Petrol. Geol. 1978. V. 26, N 2. P. 218–236.
- Lucas G.** Role des organismes dam la genese application a ux recifs coralliens // Sci. Terre. 1973. V. 18, N 3. P. 259–271.

- Mattheus R.K.** A process approach to diagenesis of reefs and reef associated lime stones // Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. Publ. 1974. N 18. P. 234–256.
- Meadows P.S.** Bioturbation, microbial activity and sediment properties in an estuarine ecosystem // Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 1986. V. B90. P. 129–142.
- Mollreath J.A., James N.P.** Facies models. 13. Carbonate slopes // Geosci. Can. 1978. V. 5, N 4. P. 189–199.
- Neumann A.C.** Observations on costal erosion in Bermuda and measurments of the boring rare of the sponge *Cliona lampa* // Limnol. and Oceanogr. 1966. V. VII. P. 92–108.
- Oliver V.A.** Some aspects of colony development coralls // J. Palaentol. 1968. V. 42, N 5. P. 16–34.
- Percer B.H.** Aspects de la diagenese carbonatee precose ses rapports avec les milieux sedimentaires actuels et anciens // Sci. Terre. 1973. V. 18, N 3. P. 301–313.
- Pisera A.** Boring and nestling organisms from Upper Jurassic coral cononies from northern Poland // Acta Palaeontol. Pol. 1987. V. 32, N 1–2. P. 83–104.
- Pohowsky R.A.** Boving Bryozoa. Lyon, 1975. P. 255–256. (Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon Ser. 3, fasc. 1).
- Poncet J.** Une epibiose algue calcaire–stromofopore. Paris, 1978. 317 p.
- Ranson G.** Les huitres et la calcaire // Belg. 1966. V. 42, N 26. P. 48.
- Rich S.L.** Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1951. V. 35, N 9. P. 1–20.
- Roy Arun K.** Simplified classification of limestones and sandstones // Indian Miner. 1977. V. 31, N 3. P. 31–33.
- Rutzler K.** Rieger Sponge burrowing: fine structure of *Cliona lampa* penetrating calcareous substrata // Mer. Biol. 1973. V. 21, N 2. P. 144–162.
- Sibley D.F., Greg J.M.** Classification of dolomite rock textures // J. Sediment. Petrol. 1987. V. 57, N 6. P. 967–975.
- Soule J.D., Soule D.F.** Systematics and biogeography of burrowing bryozoans // Amer. Zool. 1969. V. 9. P. 791–803.
- Thayer C.W.** Biological buedozers in the evolution of marine bentic communitites // Science. 1979. V. 203, N 4379. P. 458–461.
- Tipper J.C.** Some distributional models for fossil animals // Paleobiology. 1980. V. 6, N 1. P. 77–95.
-

## **ФОТОТАБЛИЦЫ И ИХ ОПИСАНИЕ**

## БЕРЕГОВАЯ КЛИНОФОРМА

### Литофации плато

#### Таблица I

**Фиг. 1.** Обр. П13290. Интенсивно измененный, перекристаллизованный эроклинный биотурбилит, ×2. Скв. Яхлинская-812, инт. 2973–2980 м, 0,1 м н.к.;  $C_{1-2}$ .

**Фиг. 2.** Обр. И7183а. Инкрустационный ламинит, ×4. Скв. Мурашовская-1, инт. 2905–2910 м, 0,05 м н.к.; ларинская свита,  $S_1lg$ .

**Фиг. 3.** Обр. И483-2. Насыщенный мелкоосколочный сегментно-камерный калькаренит, ×4. Скв. Заречная-1, инт. 2909,6–2916,6 м, 2 м н.к.; кыштовская свита,  $D_1^1 kt$ .

**Фиг. 4.** Обр. И10183. Плотный сгустково-пелитовый кальцисилит с водорослевыми корками, ×4. Скв. Малоичская-7, инт. 2991–2998 м, 1 м н.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

### Литофации склона

#### Таблица II

**Фиг. 1.** Обр. И10483. Насыщенный илистый биокластово-глобоидный вакстоун с клинокластами, осколками пород, деформированный на склоне, ×4. Скв. Малоичская-7, инт. 3057–3064 м, ср.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

**Фиг. 2.** Обр. И28627-5. Ненасыщенный крупно-мелкоосколочный политаксонный камерный рудстоун (“мостовая”), ×4. Скв. Герасимовская-16, инт. 2948,2–2952,2 м, к.к.; варьеганская свита,  $D_1^{2-3} vg$ .

**Фиг. 3.** Обр. И6683-13. Плотный камерно-рамозный олиготаксонный крупно-мелкоскелетный аллофрагментарный флаут-рудстоун, ×4. Скв. Речная-282, инт. 2885,0–2891,1 м, 0,3 м н.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

**Фиг. 4.** Обр. И22086-3. Ненасыщенный литобиокластический крупно-мелкоскелетно-детритовый сегментно-рамозно-камерный вак-пакстоун с элементами оползания на склоне, ×4. Скв. Солоновская-41, инт. 2962,9–2965,7 м, к.к.; кыштовская свита,  $D_1^1 kt$ .

#### Таблица III

**Фиг. 1.** Обр. И10986-3. Ненасыщенный политаксонный глобоидно-сегментно-камерный крупно-мелкоскелетный обломочный руд-пакстоун с развитием клинокластовой текстуры, ×4. Скв. Герасимовская-9, инт. 2926,6–2930,1 м, к.к.; герасимовская свита,  $D_2gf_2$ .

## ВНУТРИШЕЛЬФОВЫЙ БАССЕЙН (“ЛАГУНА”)

### Литофации Центральной зоны

**Фиг. 2.** Обр. 227С83. Плотный камерно-рамозный крупно-мелкоскелетный автофрагментарный руд-флаутстоун (“лапша”), ×4. Скв. Речная-282, инт. 2879,7–2885,1 м, 2,7 м н.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

**Фиг. 3.** Обр. И28186-4. Микритовый детритово-шламовый вак-мадстоун с редкими формами табулят, прирастающих к субстрату, ×4. Скв. Южно-Табаганская-134, инт. 3063,0–3069,4 м, 1,1 м н.к.; армичевская свита,  $D_1^1 агт$ .

#### Таблица IV

**Фиг. 1.** Обр. И15686-4. Рамозный бафлстоун с детритово-шламовым мадстоуном в основной массе, ×4. Скв. Западно-Останинская-443, инт. 3203,2–3208,2 м, к.к.; армичевская свита,  $D_1^2 агт$ .

## Симбиогермы

**Фиг. 5.** Обр. С8585. Олиготаксонный мелко-крупносkeletalный (кораллово-строматопоратовый) баундстоун (симбиогерм), образованный сожительством одиночных ругоз и массивных строматопорат,  $\times 2$ . Скв. Малоичская-22, инт. 2827–2830 м, ср.к.; армичевская свита,  $D_1^2$  агт.

**Фиг. 6.** Обр. 584С3. Плотный политаксонный крупно-мелкосkeletalный корково-рамозный баундстоун (симбиогерм), образованный пластинообразными формами линдстремий, кустистых и желваковидных кораллов,  $\times 4$ . Горный Алтай, правобережье р. Ануй, вблизи устья р. Сибирки; сибиркинская свита,  $D_1^1$  sb.

## РИФОВАЯ ПЛАТФОРМА

### Литофации плато

#### Таблица VIII

**Фиг. 1.** Обр. 172С83. Плотный глобоидный (пелспаритовый) грейпстоун,  $\times 4$ . Скв. Калиновья-17, инт. 3081,3–3086,0 м, н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

**Фиг. 2.** Обр. И6483-2а. Насыщенный мелкосkeletalно-глобоидный пак-грейнстоун с амфипорами,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновья-29, инт. 3074,1–3079,1 м, 0,3 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

**Фиг. 3.** Обр. И6483-15б. Насыщенный камерно-рамозно-глобоидный пак-грейнстоун до рудстоуна,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновья-29, инт. 3114,6–3120,0 м, 1,7 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

#### Таблица IX

**Фиг. 1.** Обр. И37687-1. Камерно-мелко-тонкоглобоидный ненасыщенный грейн-пакстоун (“агглютигерм”) с элементами иловастной текстуры,  $\times 2$ . Скв. Урманская-9, инт. 3140,8–3146,0 м, н.к.; лугинецкая свита,  $D_3$ lg.

**Фиг. 2.** Обр. И2583-5. Насыщенный камерно-глобоидный грейнстоун,  $\times 2$ . Скв. Касманская-1, инт. 2908–2913 м, 1,1 м н.к.; лугинецкая свита,  $D_3$ lg.

**Фиг. 3.** Обр. И2583-1. Плотный пеллетизированный мелко-тонкоглобоидный (пелспаритовый) грейнстоун до грейпстоуна с элементами иловастной текстуры,  $\times 2$ . Скв. Касманская-1, инт. 2908–2913 м, н.к.; лугинецкая свита,  $D_3$ lg.

### Органогенные постройки плато

**Фиг. 4.** Обр. 169С83. Ненасыщенный монотаксонный (строматопоратовый) рамозный бафлстоун с пелспаритовым заполнителем,  $\times 2$ . Скв. Калиновья-17, инт. 3076,8–3081,3 м, 0,5 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

#### Таблица X

**Фиг. 1.** Обр. 236С83. Мелко-крупносkeletalный политаксонный корково-массивно-рамозный баундстоун с симбиогермом в основании и с биокластово-глобоидно-спаритовым заполнителем,  $\times 4$ . Скв. Речная-282, инт. 2905,1–2910,1 м, н.к.; лугинецкая свита,  $D_3$ lg.

**Фиг. 2.** Обр. И6483-9. Насыщенный политаксонный (водорослево-кораллово-строматопоратовый), корково-рамозно-массивный фреймстоун с биокластово-пелспаритовым заполнителем интерстиций,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновья-29, инт. 3105–3110 м, 1,1 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

#### Таблица XI

**Фиг. 1.** Обр. И6483-10г. Насыщенный крупно-мелкосkeletalный рамозный монотаксонный бафлстоун с целыми скелетами (*in situ*) камерного типа,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновья-29, инт. 3110,0–3114,3 м, 1,3 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

**Фиг. 2.** Обр. И6483-2а. Ненасыщенный мелкосkeletalный строматопоратовый бафлстоун с биокластово-пелспаритовым заполнителем,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновья-29, инт. 3074,1–3079,1 м, 0,3 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2$ гг.

## Литофации фронта рифа

### Байндстоуны (поля)

**Фиг. 3.** Обр. И986-1. Насыщенный крупносkeletalный монотаксонный (строматопоратовый) байндстоун с деформированным бафлстоуном в интерстициях каркаса,  $\times 2$ . Скв. Малоичская-21, инт. 2900–2904 м, н.к.; межовская свита,  $S_2mz$ .

### Таблица XII

**Фиг. 1.** Обр. 49910. Насыщенный мелко-тонкосkeletalный монотаксонный (водорослевый) байндстоун микритизированный, пеллетизированный, интенсивно перекристаллизованный,  $\times 4$ . Скв. Урманская-10, инт. 3094,9–3100,9 м, 5,2 м н.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

**Фиг. 2.** Обр. И71836. Плотный тонкосkeletalный монотаксонный (водорослевый) байндстоун (фултит) с пеллетизированной основной массой,  $\times 4$ . Скв. Мурашовская-1, инт. 2905–2910 м, 0,1 м н.к.; ларинская свита,  $S_1lg$ .

**Фиг. 3.** Обр. И27586-1. Насыщенный мелко-крупноавтофрагментарный корковый монотаксонный (водорослевый) байндстоун с илистой основной массой,  $\times 2$ . Скв. Перкатская-9, инт. 2681,1–2688,6 м, 0,3 м н.к.; кыштовская свита,  $D_1^1kt$ .

### Таблица XIII

**Фиг. 1.** Обр. И6483-10. Насыщенный крупно-грубосkeletalный монотаксонный (строматопоратовый) массивный фреймстоун с микритовой основной массой в заполнителе,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3110,0–3114,3 м, 0,1 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg$ .

**Фиг. 2.** Обр. И6483-9ж. Плотный политаксонный корково-массивный грубо-крупносkeletalный биотурбированный байндстоун,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3105–3110 м, к.к.; герасимовская свита,  $D_2qg_1$ .

**Фиг. 3.** Обр. И6483-9д. Плотный политаксонный крупносkeletalный корковый байндстоун,  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3105–3110 м, 1,3 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg$ .

### Таблица XIV

**Фиг. 1.** Обр. И11886-6. Плотный мелко-крупносkeletalный массивно-корковый олиготаксонный байндстоун с микритовой основной массой,  $\times 4$ . Скв. Герасимовская-9, инт. 2953,2–2959,7 м, 2,5 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg_1$ .

## Литофации “волноприбойной” зоны рифа

### Фреймстоуны (луга)

**Фиг. 2.** Обр. И43387-4. Плотный грубо-крупносkeletalный монотаксонный (коралловый) фреймстоун с илистой основной массой,  $\times 4$ . Скв. Солоновская-44, инт. 3195,3–3202,3 м, 3,6 м н.к.; межовская свита,  $S_2mz$ .

**Фиг. 3.** Обр. И6483-8а. Плотный крупносkeletalный политаксонный (кораллово-строматопоратовый) фреймстоун без интерстиций (фултит),  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3100–3105 м, 0,1 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg$ .

**Фиг. 4.** Обр. И6483-8б. Насыщенный крупносkeletalный монотаксонный (строматопоратовый) массивный фреймстоун с биокластово-пелспаритовой основной массой в заполнителе. Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3100–3105 м, 0,3 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg$ .

**Фиг. 5.** Обр. И6483-8в. Насыщенный грубо-крупносkeletalный массивный олиготаксонный (кораллово-строматопоратовый) фреймстоун,  $\times 2$ . Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3100–3105 м, 0,35 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg$ .

### Таблица XV

**Фиг. 1.** Обр. И6483-8г. Плотный грубо-крупносkeletalный политаксонный (водорослево-кораллово-строматопоратовый) корково-массивный баундстоун с илистой пеллетизированной основной массой (фултит),  $\times 4$ . Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3100–3105 м, 0,8 м н.к.; герасимовская свита,  $D_2qg$ .

**Фиг. 2.** Обр. И2786. Плотный крупносkeletalный массивный олиготаксонный фреймстоун с микритовым заполнителем,  $\times 4$ . Скв. Малоичская-22, инт. 2853,6–2854,6 м, 0,14 м н.к.; армичевская свита,  $D_1^2atm$ .

**Фиг. 3.** Обр. И1488-5. Мелко-крупносkeletalный насыщенный массивно-корковый политаксонный флаут-баундстоун с детритово-шламовой, биолитокластической основной массой, ×4. Скв. Елле-Кагальская-1, инт. 3220,3–3232,5 м, 11,1 м н.к.; лугинецкая свита, D<sub>2</sub>qг.

#### Таблица XVI

**Фиг. 1.** Обр. И6683-7. Внутреннее строение полиценостеума строматопорат в волноприбойной зоне, ×4. Скв. Речная-282, инт. 2905,1–2910,1 м, 0,2 м н.к.; лугинецкая свита, D<sub>3</sub>lg.

#### Фреймстоуны (тампы)

**Фиг. 2.** Обр. И1688-6. Мелкосkeletalный плотный политаксонный массивный (“желваковый”) фреймстоун с детритово-шламовым заполнителем, ×4. Скв. Елле-Кагальская-1, инт. 3274,0–3287,5 м, 4,9 м н.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг.

**Фиг. 3.** Обр. И6483-9а. Насыщенный крупно-мелкосkeletalный политаксонный рамозно-массивный фреймстоун с глобидно-биолитокластической шламовой основной массой, ×4. Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3105–3110 м, 0,25 м н.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг.

#### Таблица XVII

**Фиг. 1.** Обр. 47. Насыщенный (до неплотного) крупно-мелкосkeletalный политаксонный рамозно-массивный фреймстоун со своеобразной калиптровый текстурой, ×4. Скв. Герасимовская-9, инт. 2953,2–2959,7 м, ср.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг<sub>1</sub>.

#### Биотурбилиты в рифах

**Фиг. 2.** Обр. И6483-9и. Насыщенный крупно-мелкоэрокластический эрогермный биотурбилит, ×2. Скв. Северо-Калиновая-29, инт. 3105–3110 м, к.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг.

**Фиг. 3.** Обр. 50. Биокластово-глобидно-шламовый крупно-мелкоэрокластический биотурбилит, ×4. Скв. Герасимовская-9, инт. 2953,2–2959,7 м, 4,1 м н.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг<sub>1</sub>.

#### Таблица XVIII

**Фиг. 1.** Обр. И11486-6. Биолитокластово-шламовый мелко-крупноэрокластический биотурбилит, ×2. Скв. Герасимовская-9, инт. 2940,2–2944,2 м, к.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг<sub>1</sub>.

**Фиг. 2.** Обр. И11686-1. Пеллетизированный биолитокластово-шламовый крупно-мелкоэрокластический биотурбилит с аллофрагментами строматопорат, ×2. Скв. Герасимовская-9, инт. 2945,2–2949,2 м, 0,5 м н.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг<sub>1</sub>.

### ПЕРЕДОВОЙ СКЛОН (ПРЕДРИФ)

#### Литофации верхней части склона

##### Таблицы XIX

**Фиг. 1.** Обр. И2083-2. Насыщенный до плотного литокластический крупноосколочный кальцирудит, ×2. Скв. Заречная-1, инт. 3803,3–3807,5 м, 2,3 м н.к.; межовская свита, S<sub>2</sub>mz.

**Фиг. 2.** Обр. П9190. Неплотный крупно-мелкоосколочный литокластический кальцирудит с элементами клинокластовой текстуры оползания, ×2. Скв. Молодежная-804, инт. 3322,5–3326,5 м, н.к.; яхлинская толща, С<sub>1</sub>.

**Фиг. 3.** Обр. И5286. Насыщенный тонко-мелкоосколочный литокластический кальцирудит, ×4. Скв. Малоичская-22, инт. 3596,5–3600,0 м, н.к.; межовская свита, S<sub>2</sub>mz.

**Фиг. 4.** Обр. И5383. Плотный крупно-мелкоосколочный литокластический рудстоун, ×2. Скв. Северо-Тарская-17, инт. 3456,6–3459,1 м, 0,3 м н.к.; герасимовская свита, D<sub>2</sub>qг.

**Фиг. 5.** Обр. И9083. Насыщенный крупно-мелкоосколочный биолитоэрокластический рудстоун, ×4. Скв. Малоичская-13, инт. 3609,0–3614,2 м, 0,9 м н.к.; межовская свита, S<sub>2</sub>mz.

#### Литофации средней части склона

##### Таблица XX

**Фиг. 1.** Обр. П16286. Оползневая клинокластовая текстура. Крупные клинокласты мелко-тонкообломочных биокластических и шламовых калькаренитов и кальцисилтитов в илистой основной массе, ×2. Скв. Сельская-1, инт. 2699,1–2704,1 м, 0,7 м н.к.; сельская толща, S<sub>2</sub>sl.

**Фиг. 2.** Обр. И9883. Своеобразная клиноформная текстура. Соотношение кальцисилтитов, шламовых, мелко-тонкообломочных детритовых разностей сформировалось в результате подвижного осадка на склоне и последующего неравномерного его уплотнения,  $\times 4$ . Скв. Малоичская-7, инт. 2970–2977 м, 1,8 м н.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

**Фиг. 3.** Обр. И28286. Шламово-детритовый мелко-тонкобиолитокластический мадстоун (кальцисиллит) с элементами текстуры оползания и деформации на склоне,  $\times 4$ . Скв. Южно-Табанганская-134, инт. 3069,4–3072,8 м, 0,5 м н.к.; армичевская свита,  $D_1^2 агм$ .

**Фиг. 4.** Обр. 6986. Шламово-детритовый мелко-тонкообломочный литокластический калькаренит с линзовидно-слоистой текстурой,  $\times 4$ . Скв. Малоичская-22, инт. 2789–2796 м, к.к.; армичевская свита,  $D_1^2 агм$ .

### Таблица XXI

**Фиг. 1.** Обр. И15586. Неплотный политаксонный рамозно-камерно-сегментный тонко-мелкобиокластический мад-вакстоун с характерной клинокластовой текстурой,  $\times 2$ . Скв. Западно-Останинская-443, инт. 3447,8–3453,6 м, 0,25 м к.к.; армичевская свита,  $D_1^2 агм$ .

**Фиг. 2.** Обр. И4583-5. Насыщенный политаксонный сегментно-рамозно-камерный мелко-тонкобиокластический вак-мадстоун,  $\times 4$ . Скв. Майзасская-1, инт. 3636,0–3644,9 м, 4 м н.к.; майзасская свита,  $S_2ms$ .

### Литофации подножия склона

#### Таблица XXII

**Фиг. 1.** Обр. И4183-1. Насыщенный политаксонный рамозно-камерно-сегментный мелко-тонкобиокластический вак-мадстоун (кальцисиллит) с клинокластовой текстурой и детритово-шламовой основной массой,  $\times 4$ . Скв. Майзасская-1, инт. 3485,0–3688,6 м, 1,2 м к.к.; майзасская свита,  $S_2ms$ .

**Фиг. 2.** Обр. И10583. Мелко-тонкообломочный литокластический кальцисиллит с редкими скелетами камерных организмов, с элементами гравитационно-механического распределения обломочного материала,  $\times 4$ . Скв. Малоичская-7, инт. 3086,4–3093,4 м, ср.к.; лугинецкая свита,  $D_3lg$ .

**Фиг. 3.** Обр. И4183-1а. Насыщенный политаксонный рамозно-камерно-сегментный мелко-тонкобиокластический вак-мадстоун (кальцисиллит) с шламово-детритовой основной массой с элементами линзообразной (клиновидной) слоистой текстуры,  $\times 4$ . Скв. Майзасская-1, инт. 3485,0–3488,6 м, 1,2 м к.к.; майзасская свита,  $S_2ms$ .

**Фиг. 4.** Обр. И15786-2. Неплотный рамозно-камерно-сегментный мелко-тонкобиокластический мадстоун с элементами механического разноса и гравитационной дифференциации материала,  $\times 2$ . Скв. Западно-Останинская-443, инт. 3172,3–3177,8 м, 0,6 м н.к.; армичевская свита,  $D_1^2 агм$ .

#### Таблица XXIII

**Фиг. 1.** Обр. И25086. Полимиктовый тонко-мелкообломочный и биокластический мад-вакстоун (кальцисиллит–калькаренит) с четким гравитационно-механическим распределением материала, с развитием диастем и абразии на поверхностях раздела слоев,  $\times 2$ . Скв. Останинская-417, инт. 2957,1–2964,1 м, 0,8 м н.к.; сельская толща,  $S_2sl$ .

**Фиг. 2.** Обр. И44387-2. Насыщенный мелкоскелетный политаксонный вакстоун с четкой гравитационной дифференциацией материала, слоистой (механокластической) текстурой и следами абразии на границах слоев,  $\times 2$ . Скв. Средне-Останинская-470, инт. 2967,7–2972,1 м, 1,3 м н.к.; чузикская свита,  $D_2c^vz$ .

**Фиг. 3.** Обр. И44387-2. То же,  $\times 4$ .

### ОТКРЫТЫЙ БАССЕЙН

#### Литофации трога

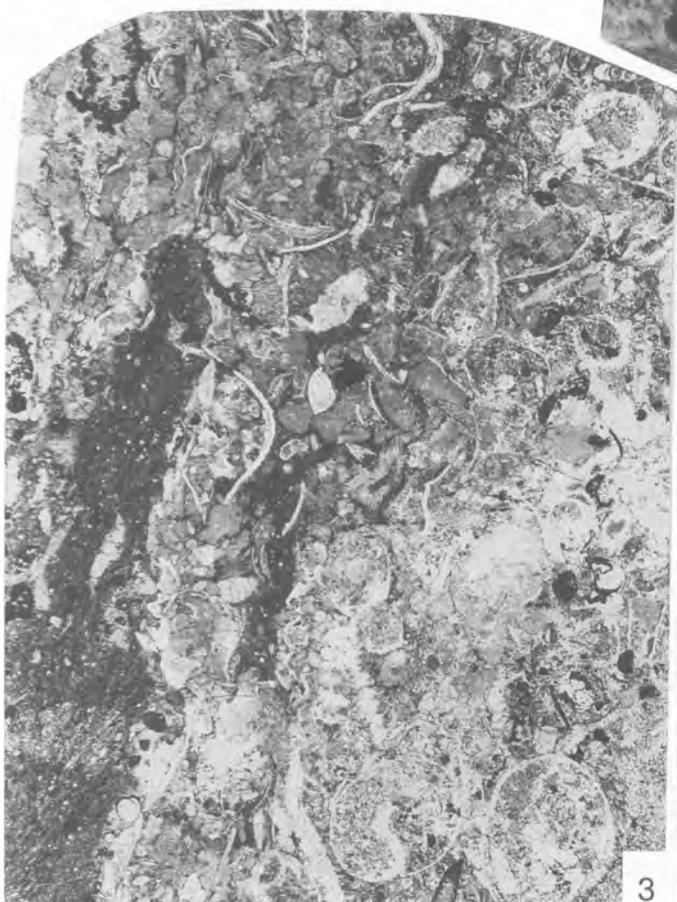
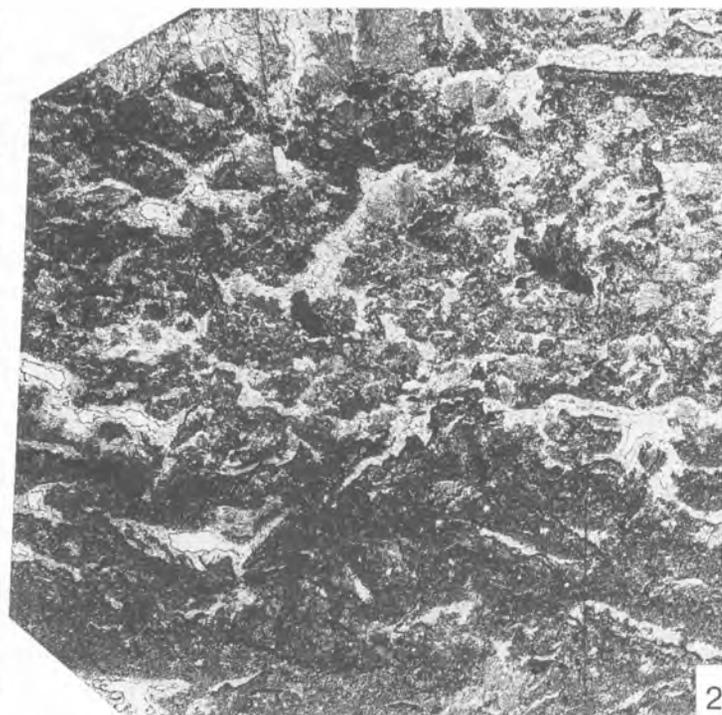
#### Таблица XXIV

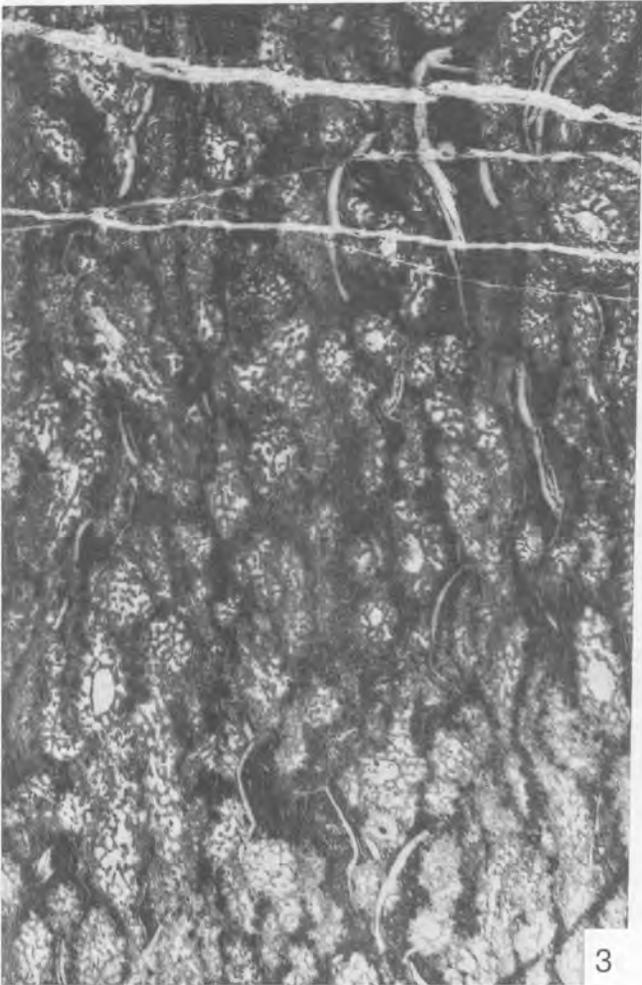
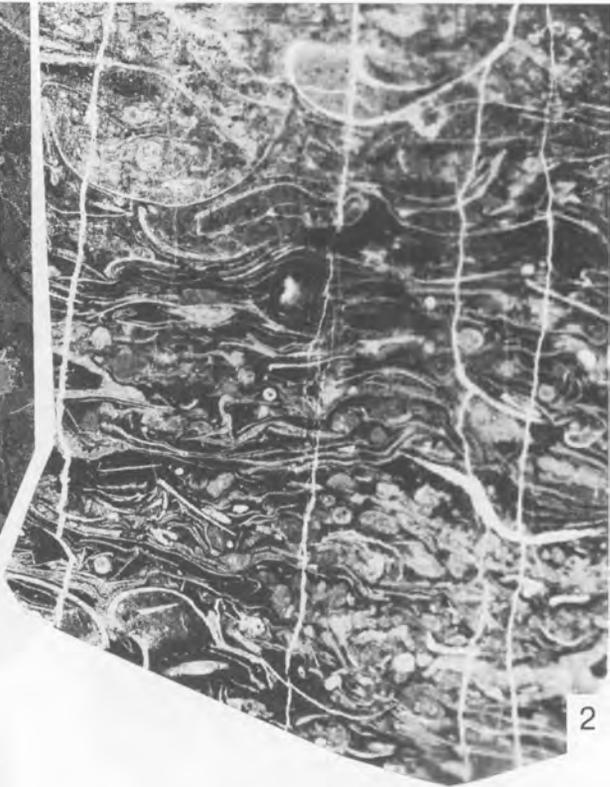
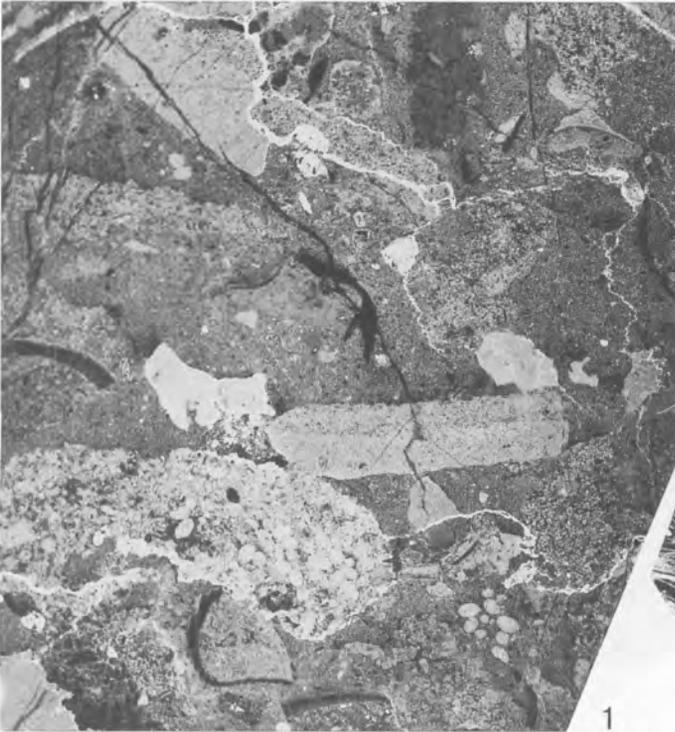
**Фиг. 1.** Обр. И20986. Тонкобиокластический, детритово-шламовый мадстоун (кальцилютит) слоистый с дезинтеграцией слоев в процессе уплотнения и обезвоживания осадка. Скв. Северо-Останинская-10, инт. 2778,4–2783,0 м, 1,5 м н.к.; ларинская свита,  $S_1lg$ .

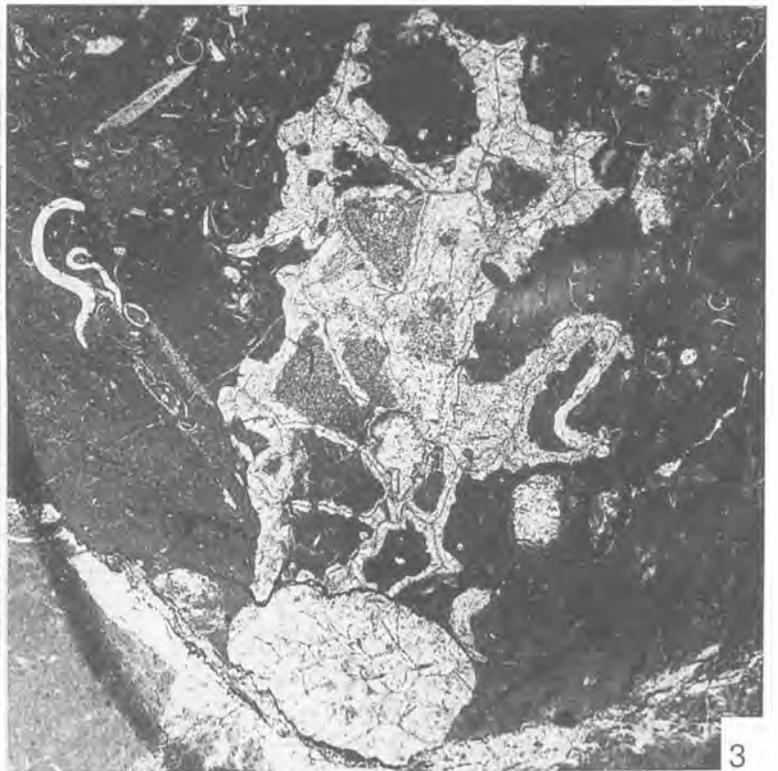
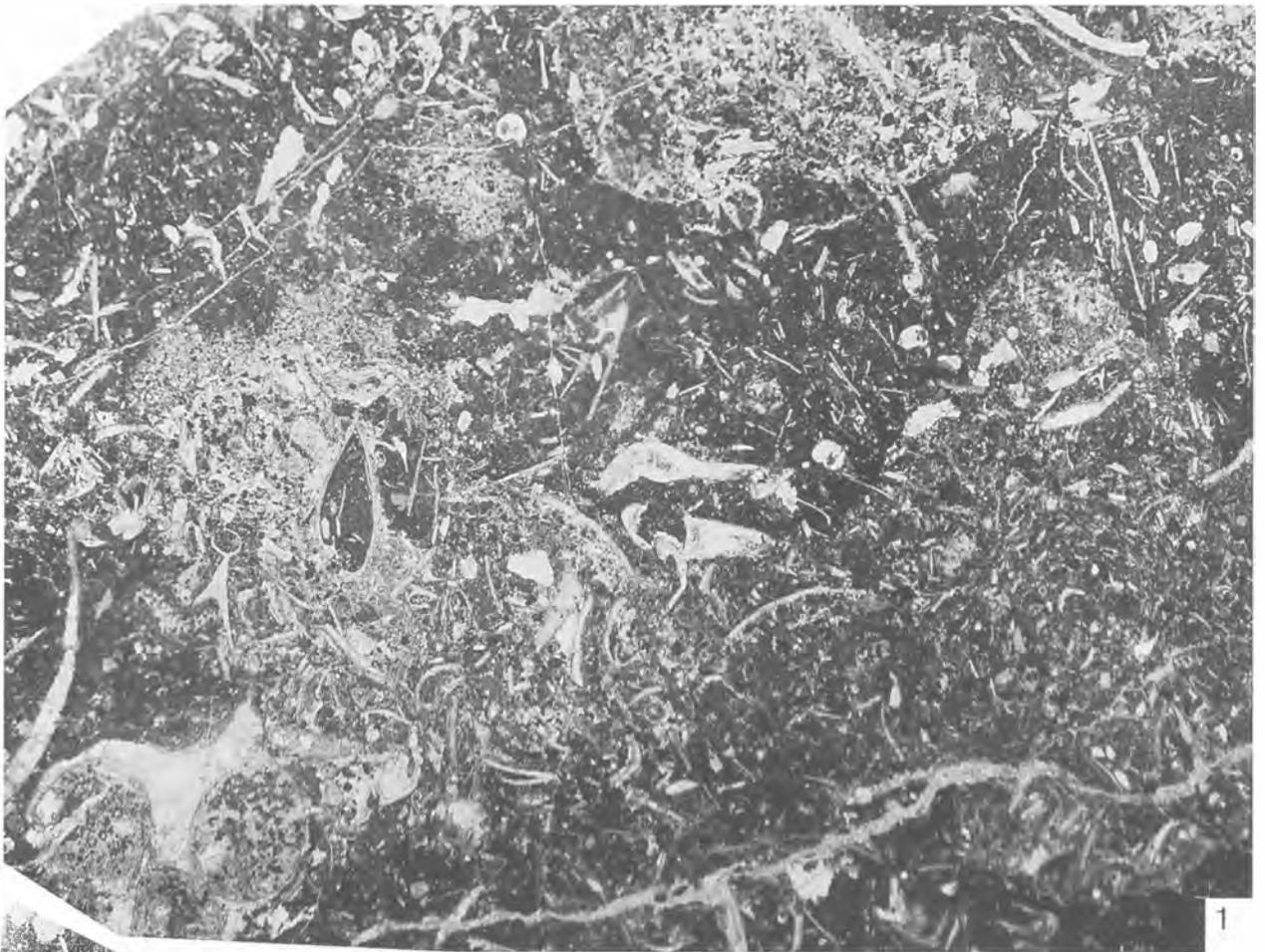
**Фиг. 2.** Обр. И4583-2. Пламенная текстура мутьевых потоков в неплотных мелко-тонкобиолитокластических мадстоунах, образованная выдавливанием обводненного карбонатного материала на стадии уплотнения,  $\times 4$ . Скв. Майзасская-1, инт. 3636,0–3644,9 м, 2,3 м н.к.; майзасская свита,  $S_2ms$ .

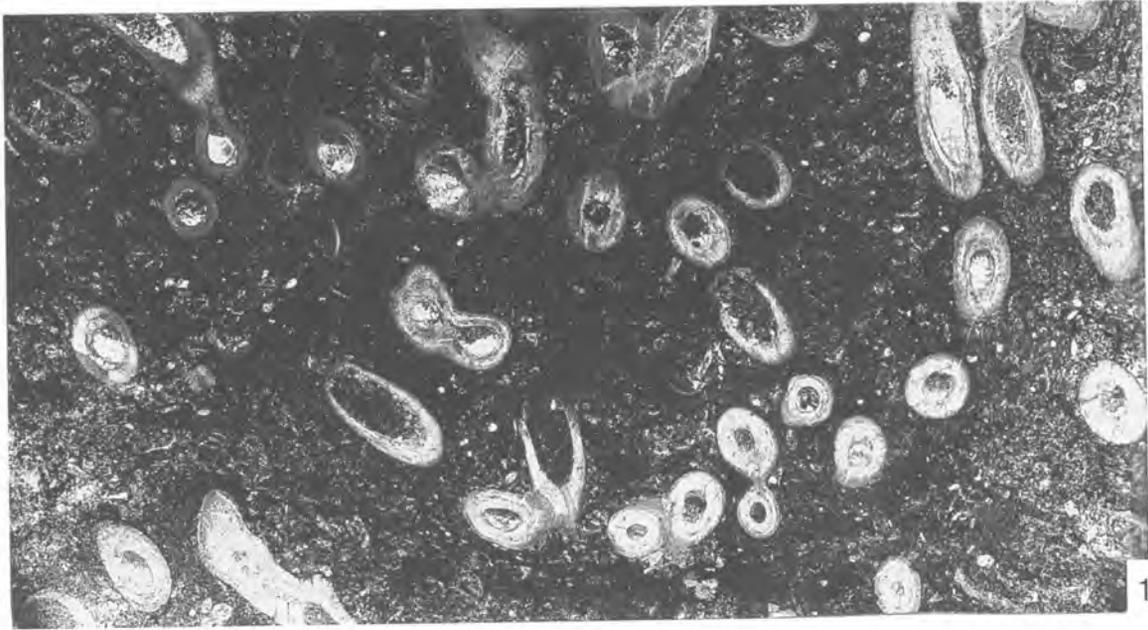
**Фиг. 3.** Обр. И44387-1. Неплотные тонко-мелкоосколочный и биокластический камерный флаут-мадстоун с массивной текстурой и тонкой детритово-шламовой основной массой,  $\times 2$ . Скв. Средне-Останинская-470, инт. 2967,7–2972,1 м, 1,3 н.к.; чузикская свита,  $D_2c^vz$ .

**Фиг. 4.** Обр. И41087-2. Кальцилотит массивный, интенсивно преобразованный, с элементами мутьевых потоков и турбуленции,  $\times 2$ . Скв. Солоновская-43, инт. 3043,5–3046,2 м, 1,1 м н.к.; солоновская свита,  $D_1^3 sl$ .



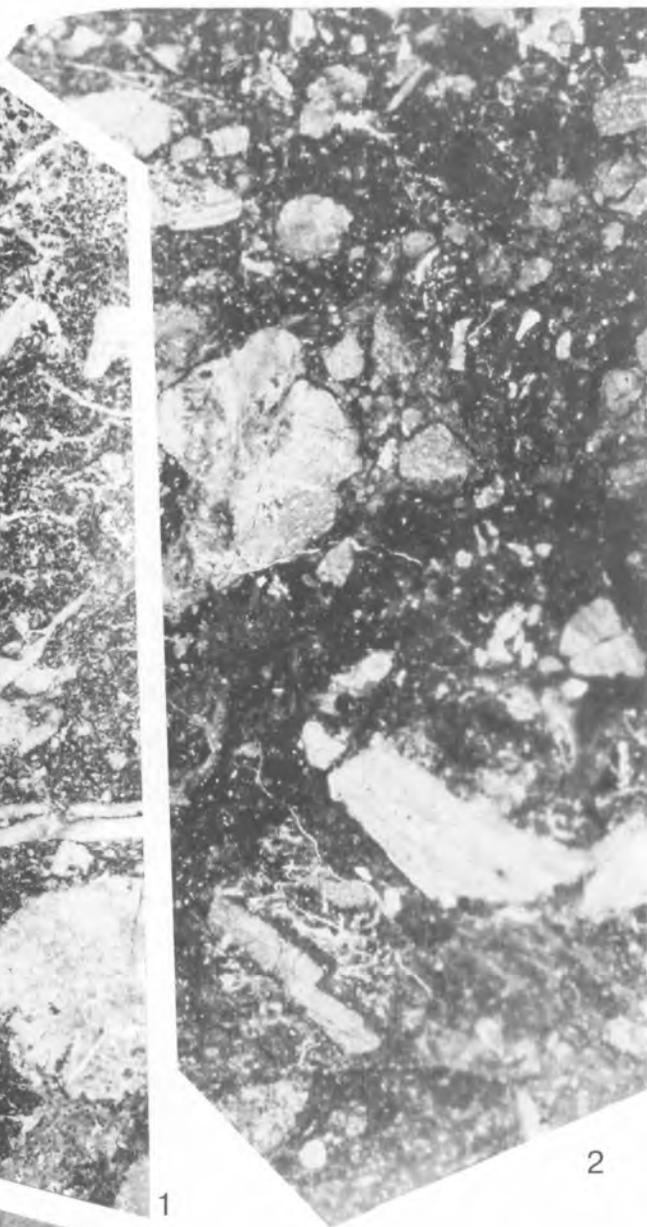




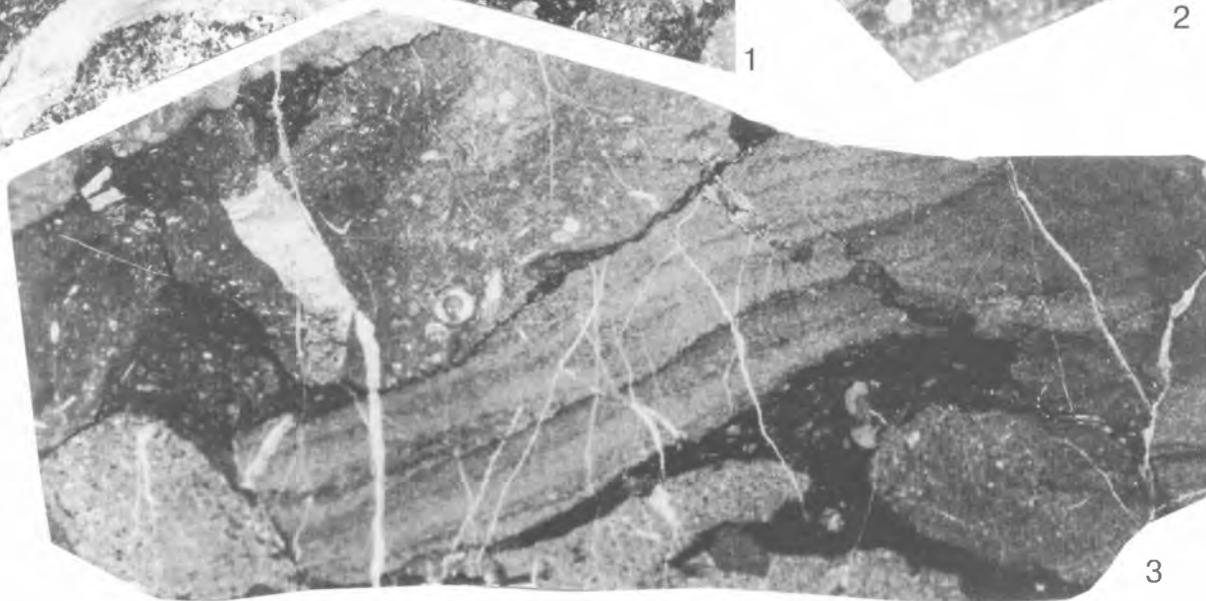




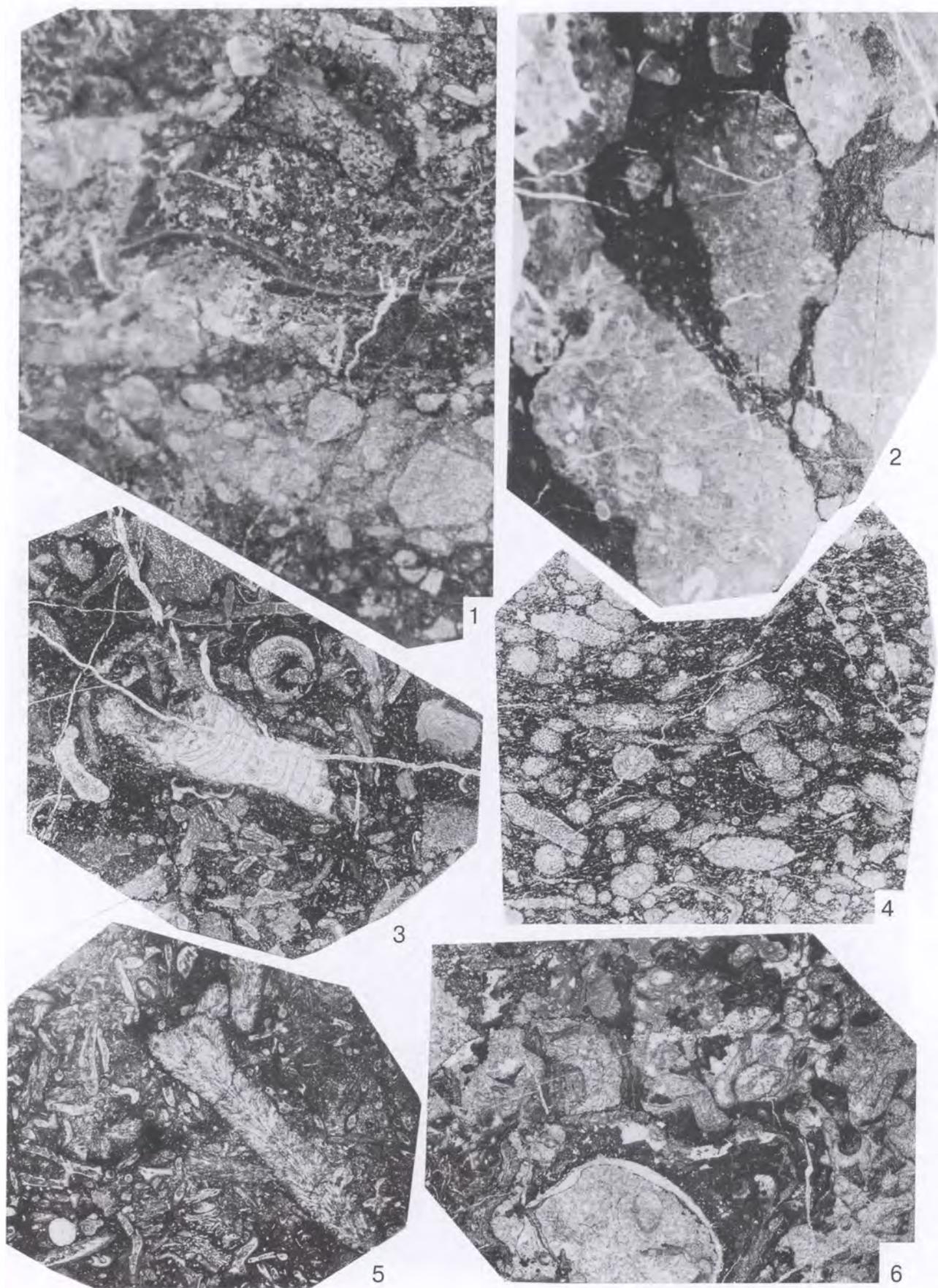
1



2



3

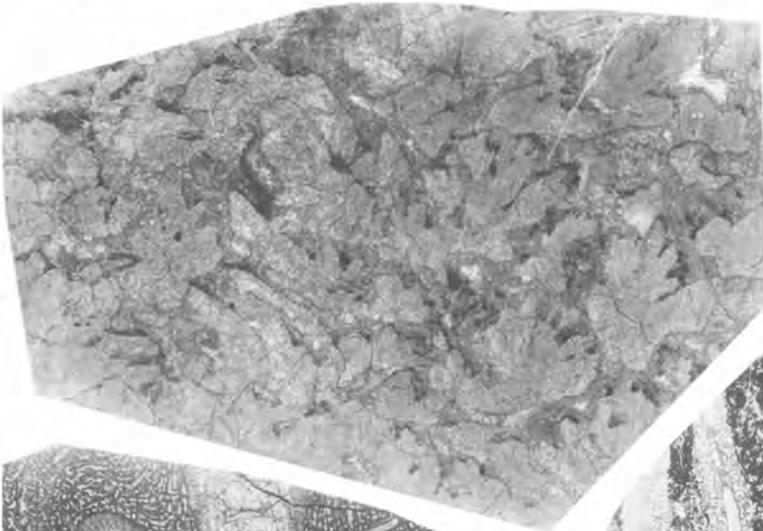




1



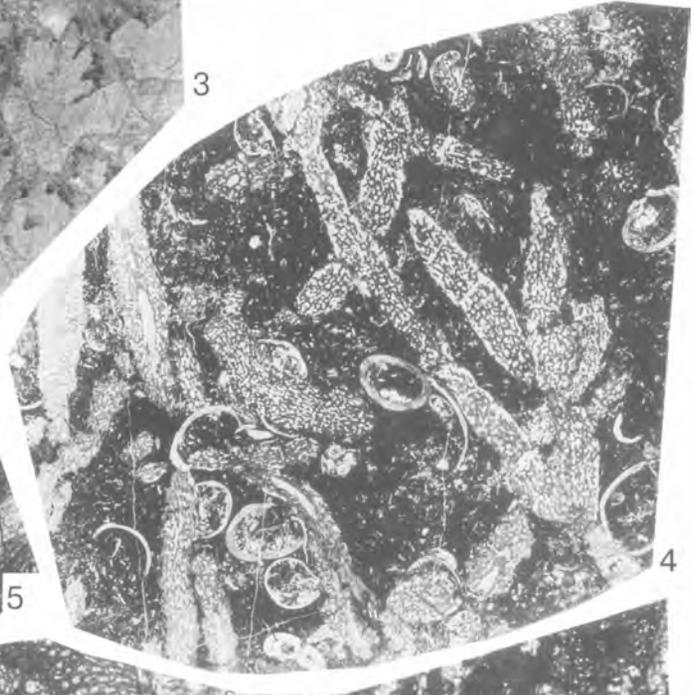
2



3



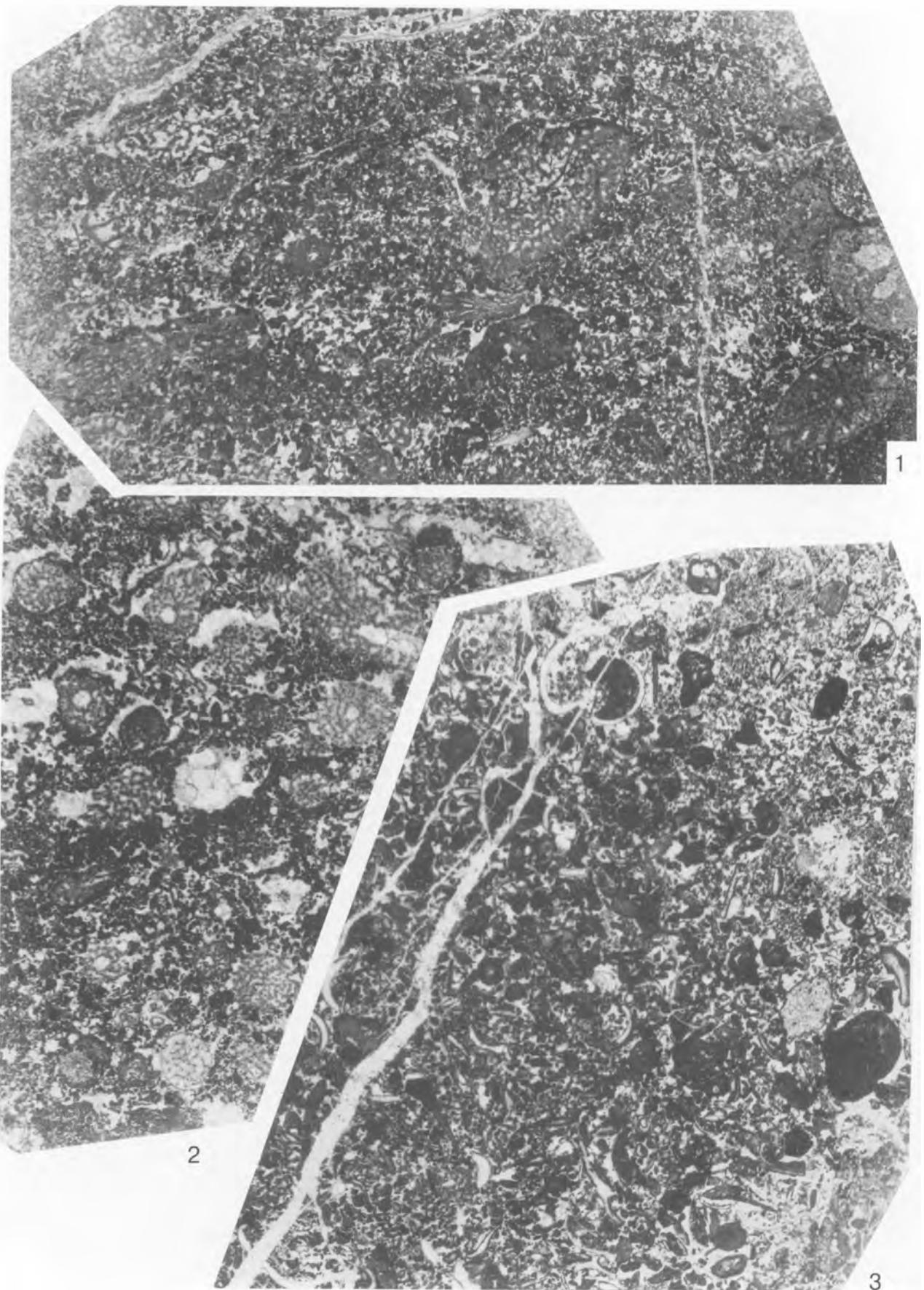
5

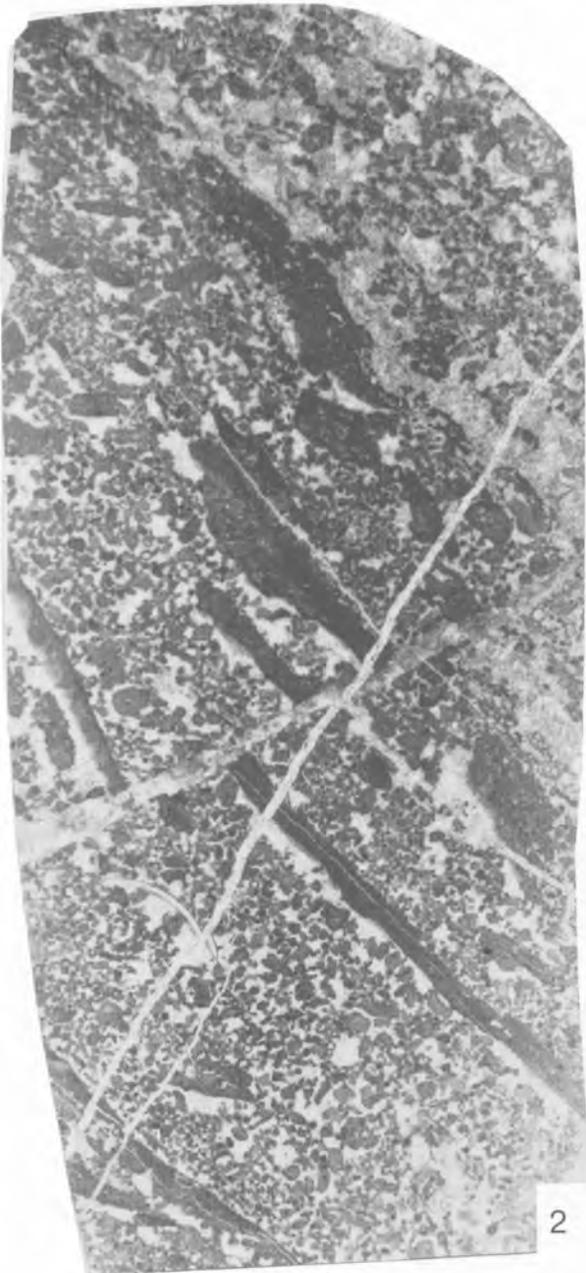


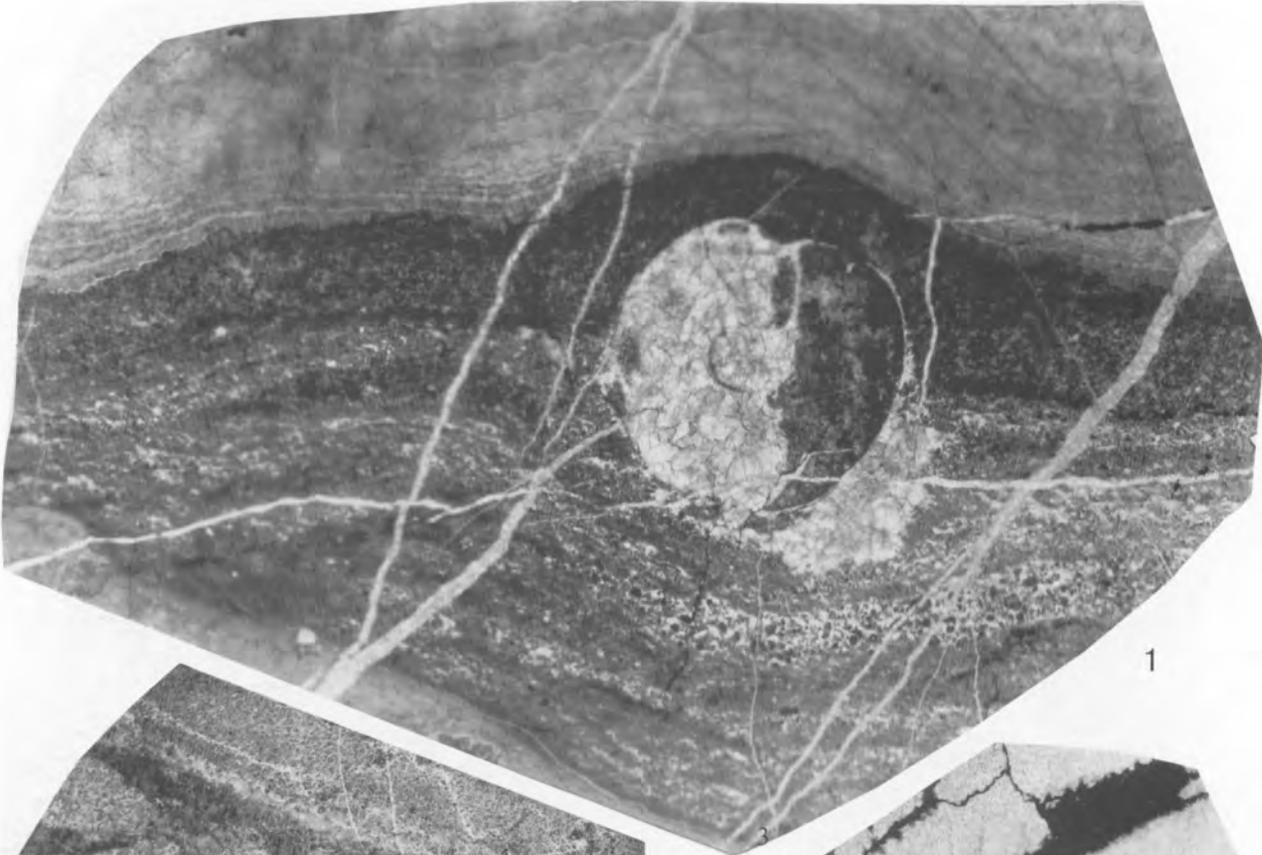
4



6



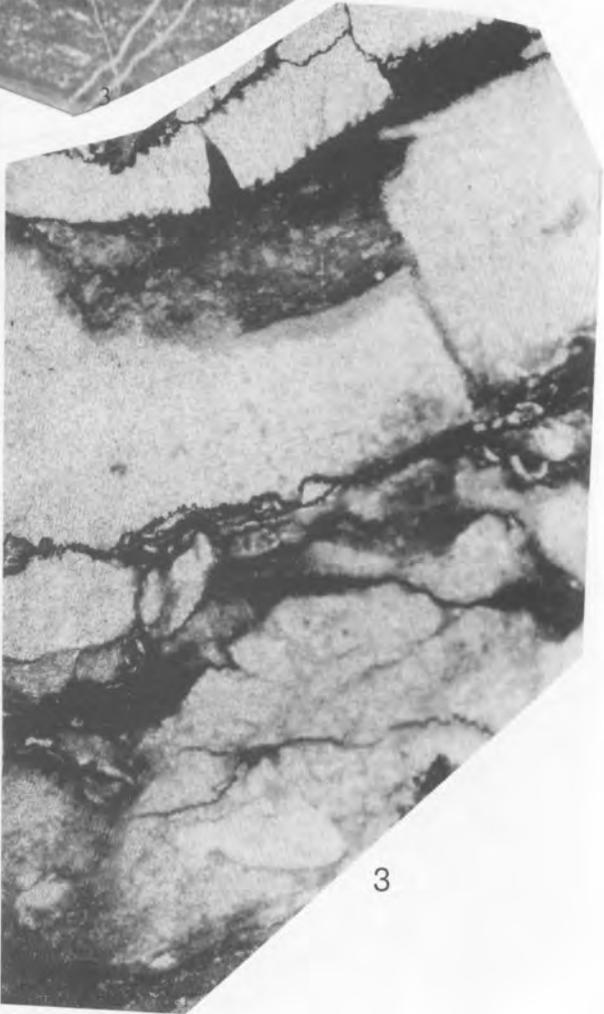




1

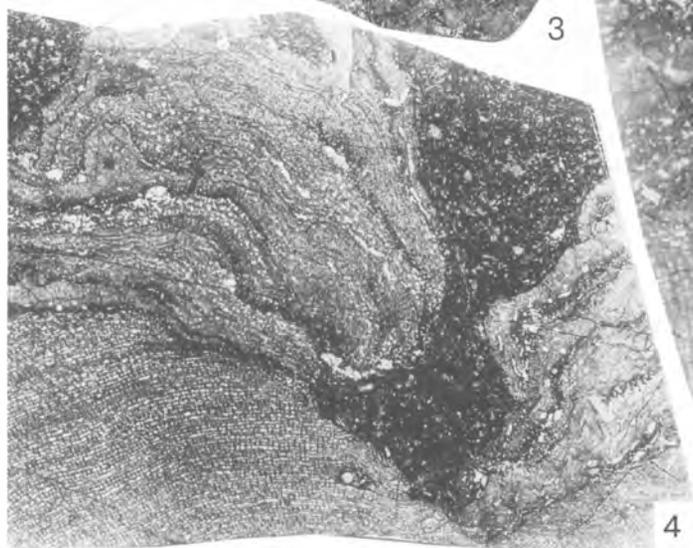
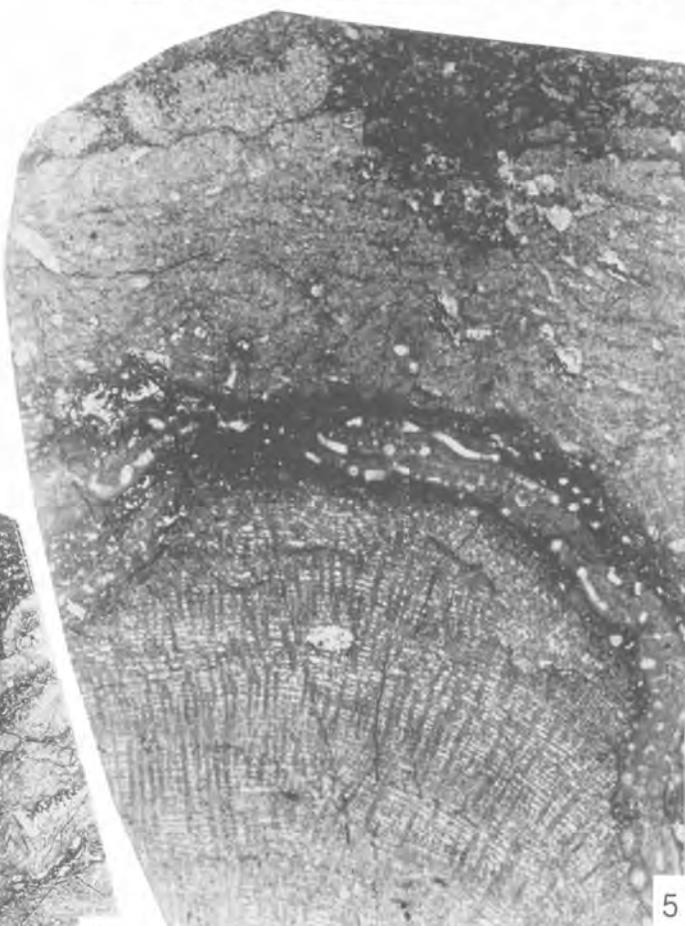
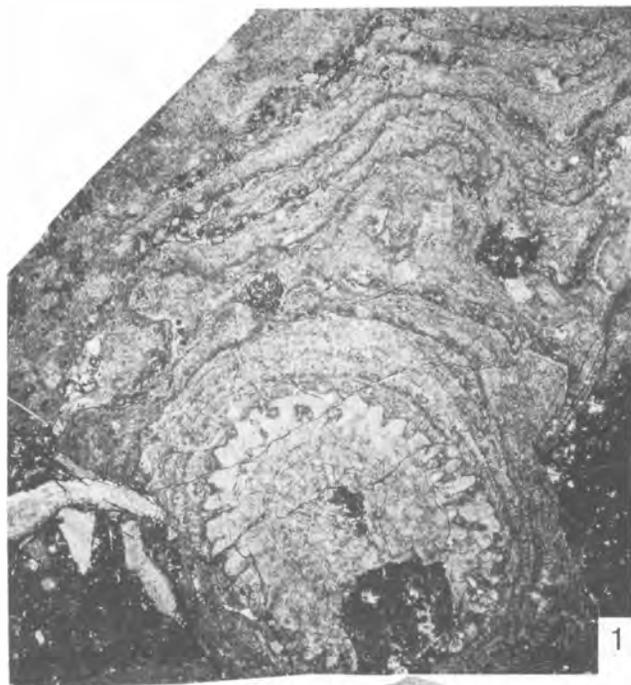


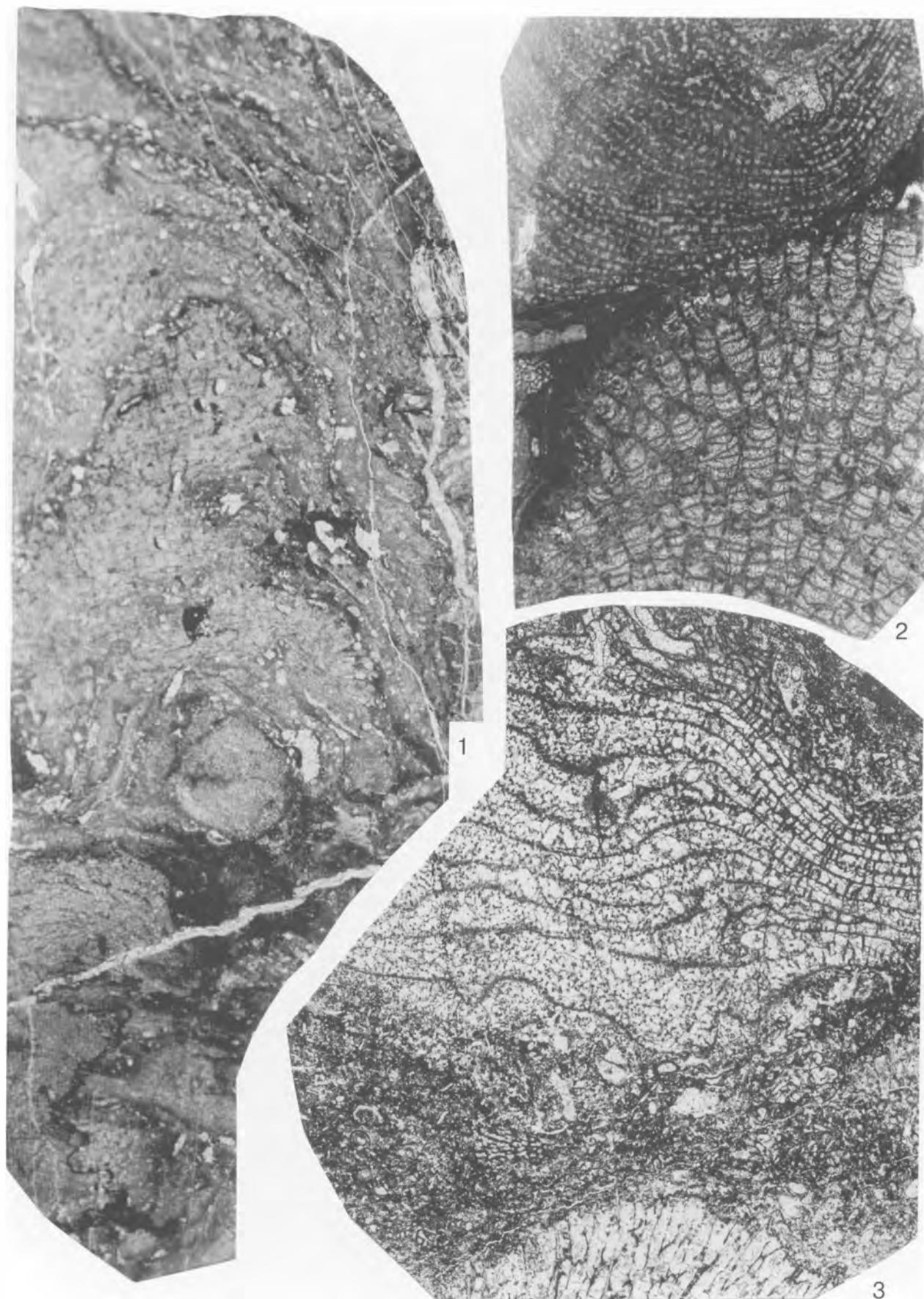
2

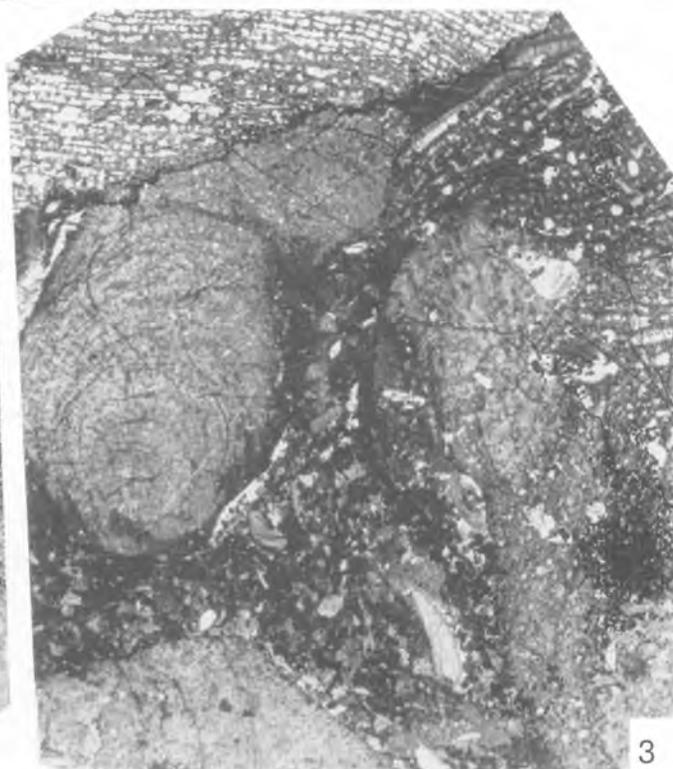
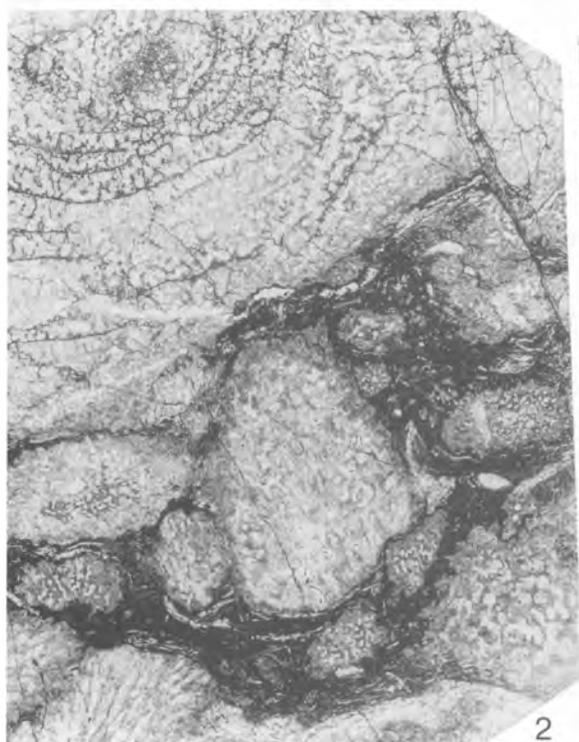
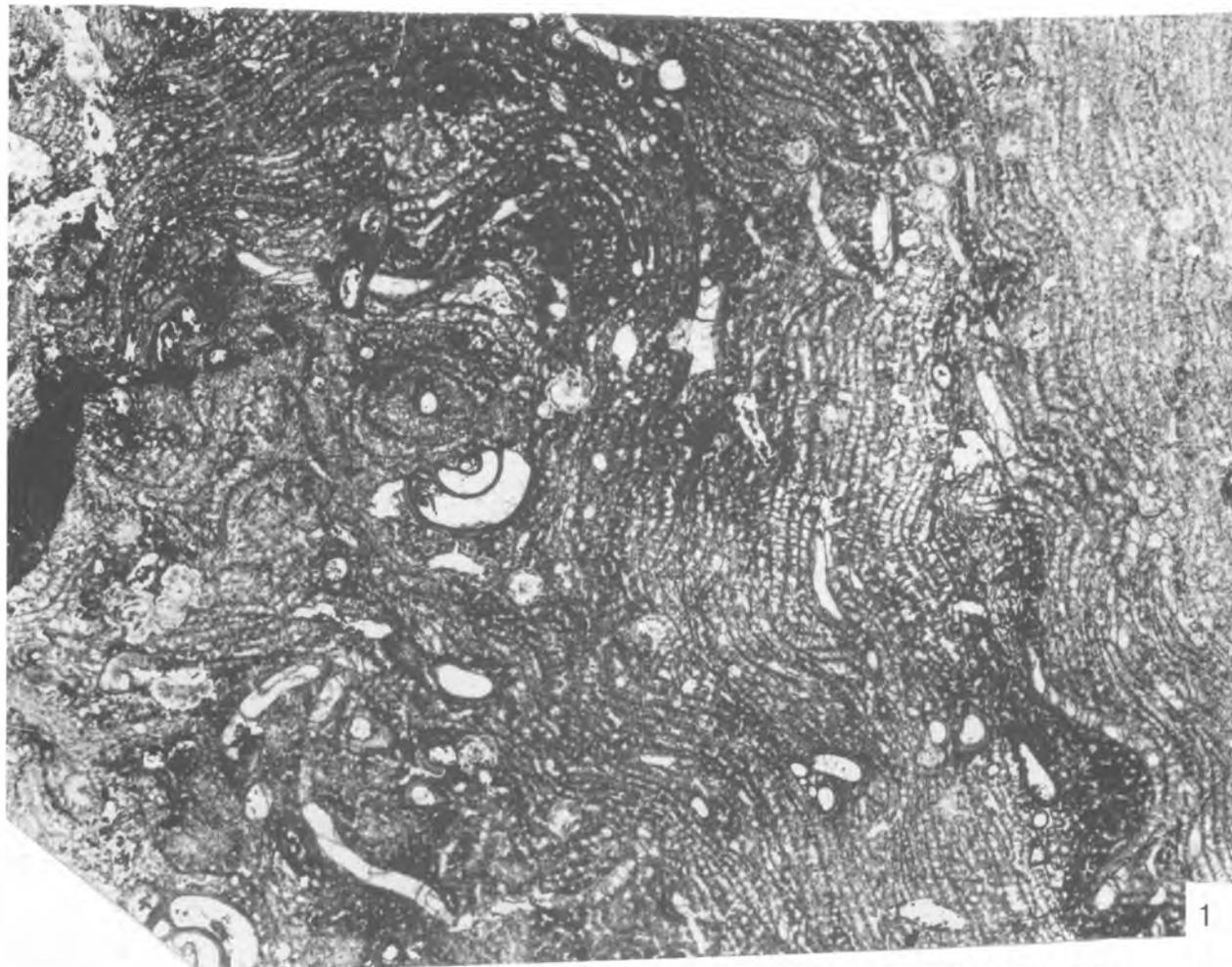


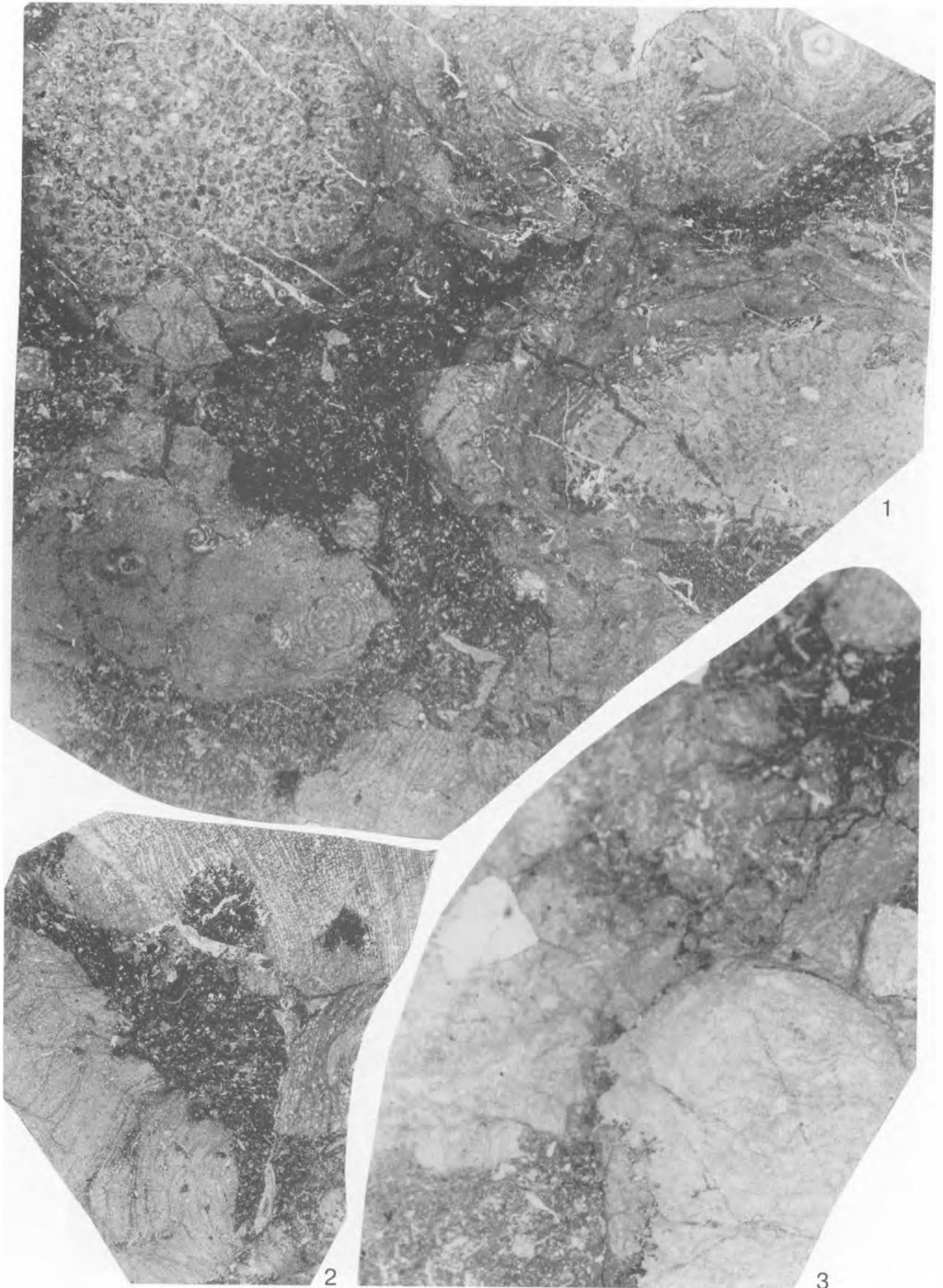
3







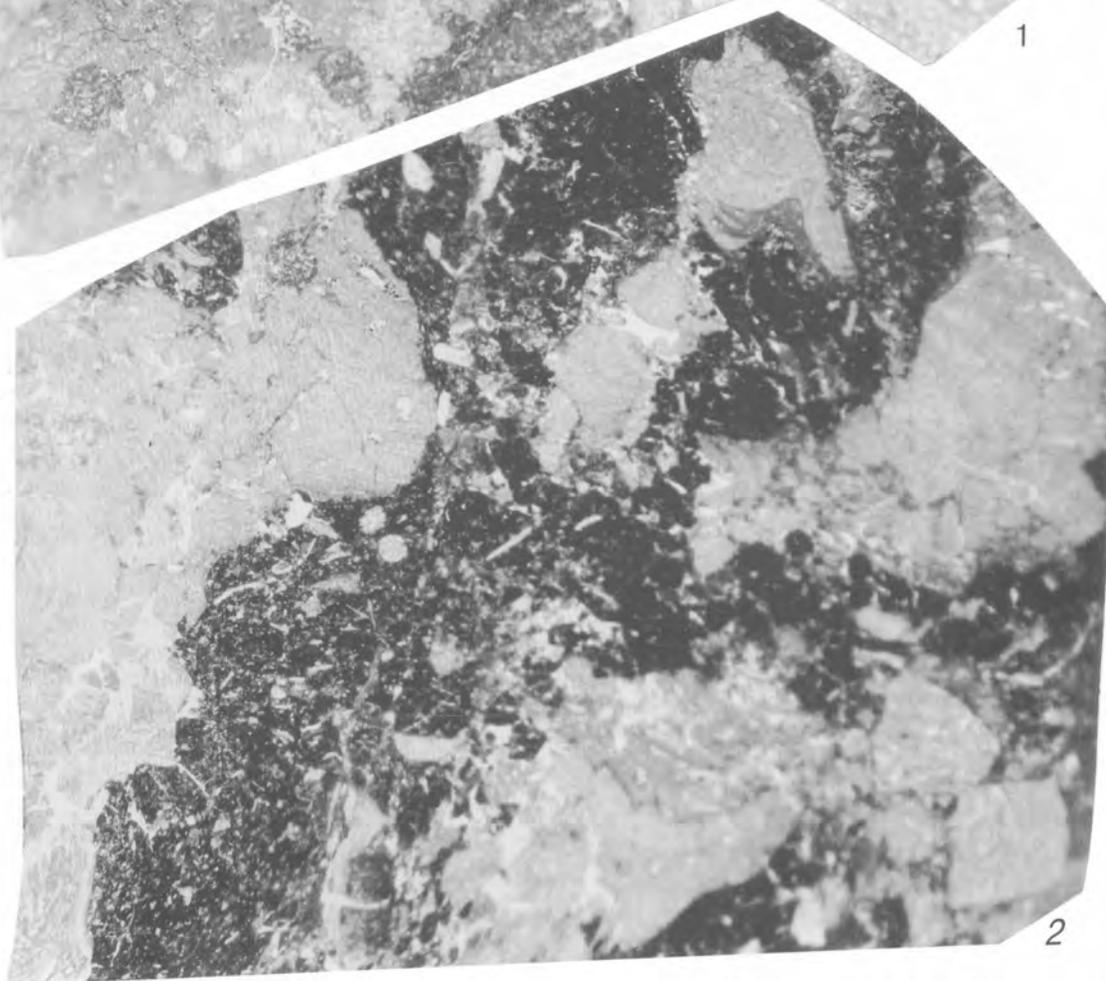
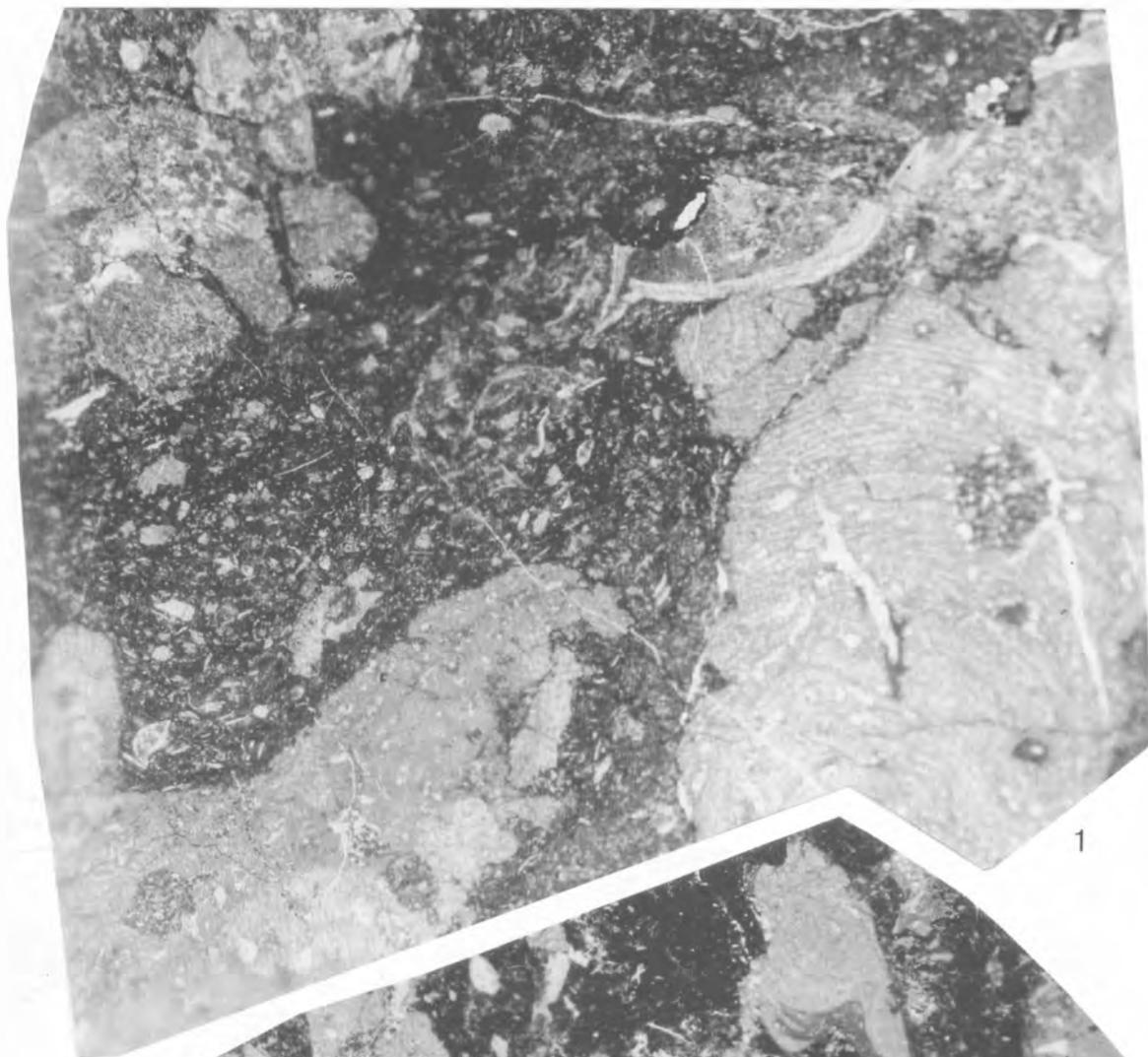


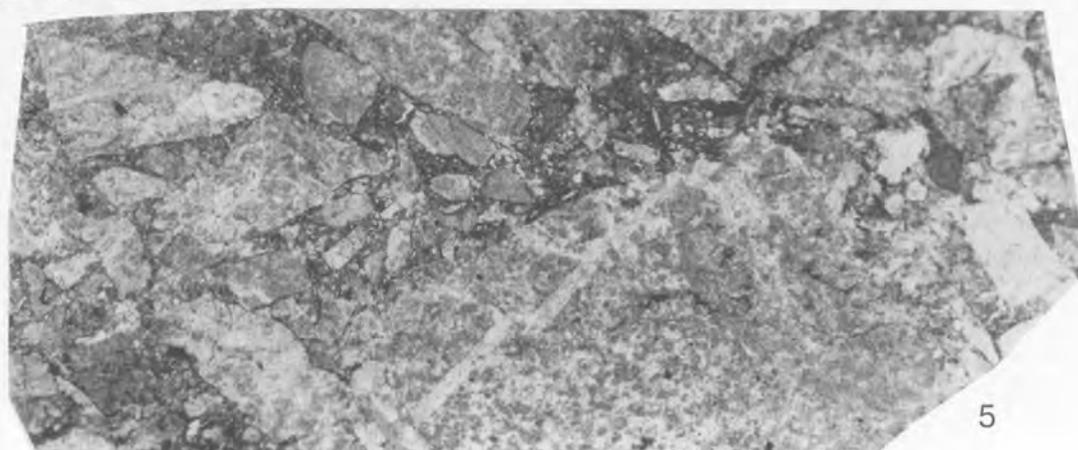
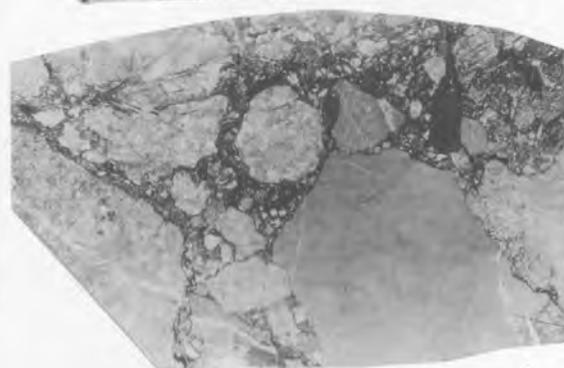
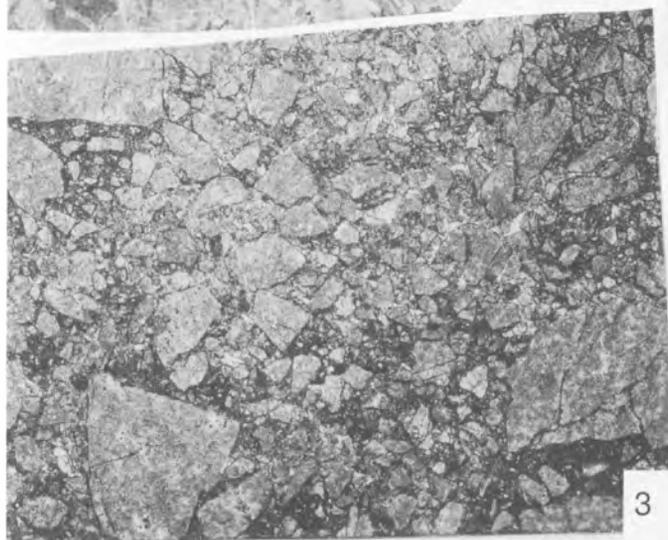
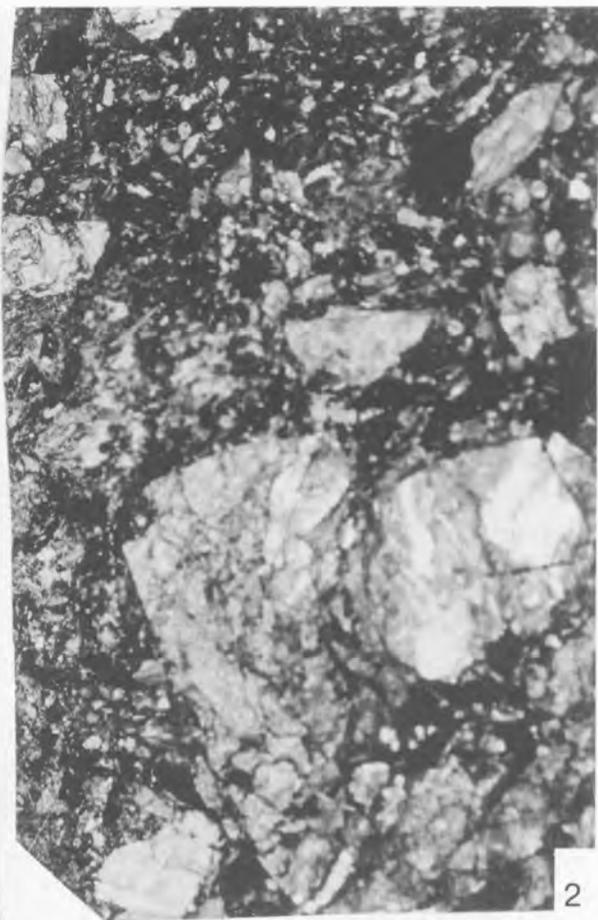


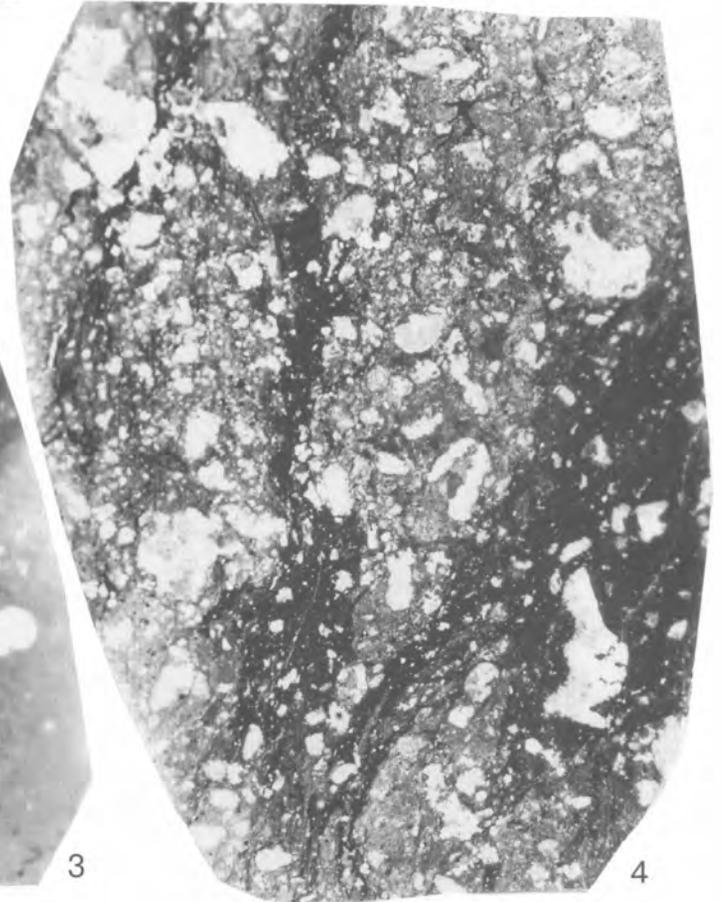
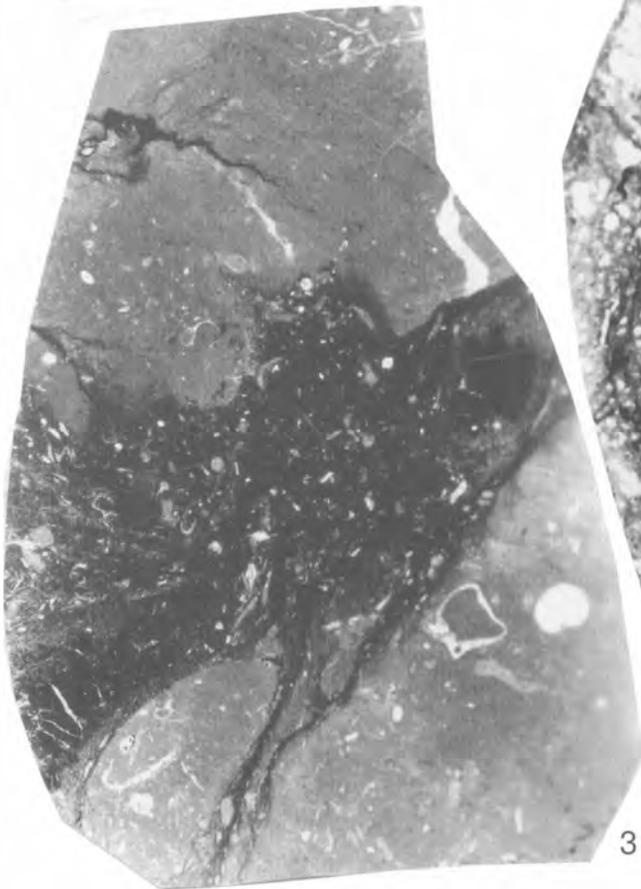
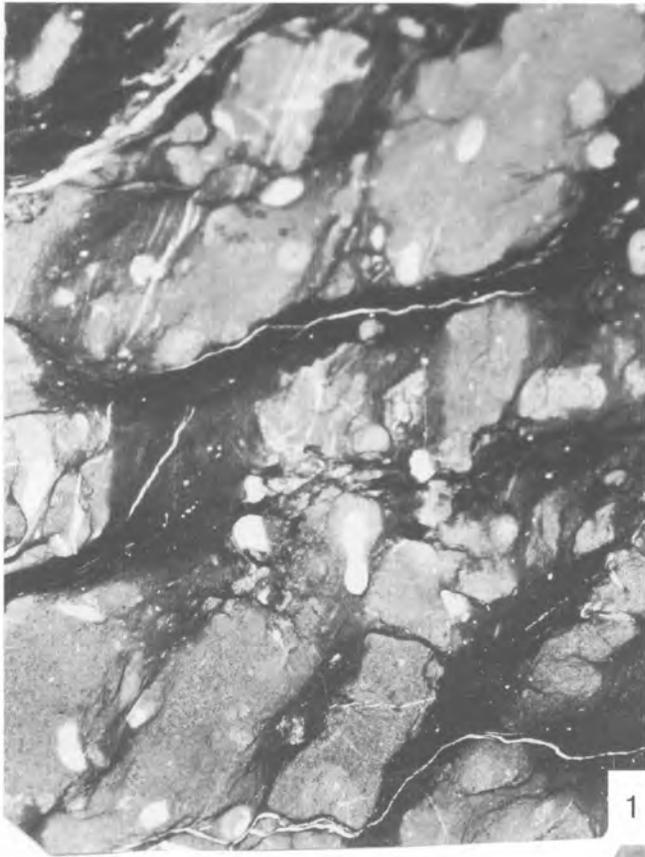
1

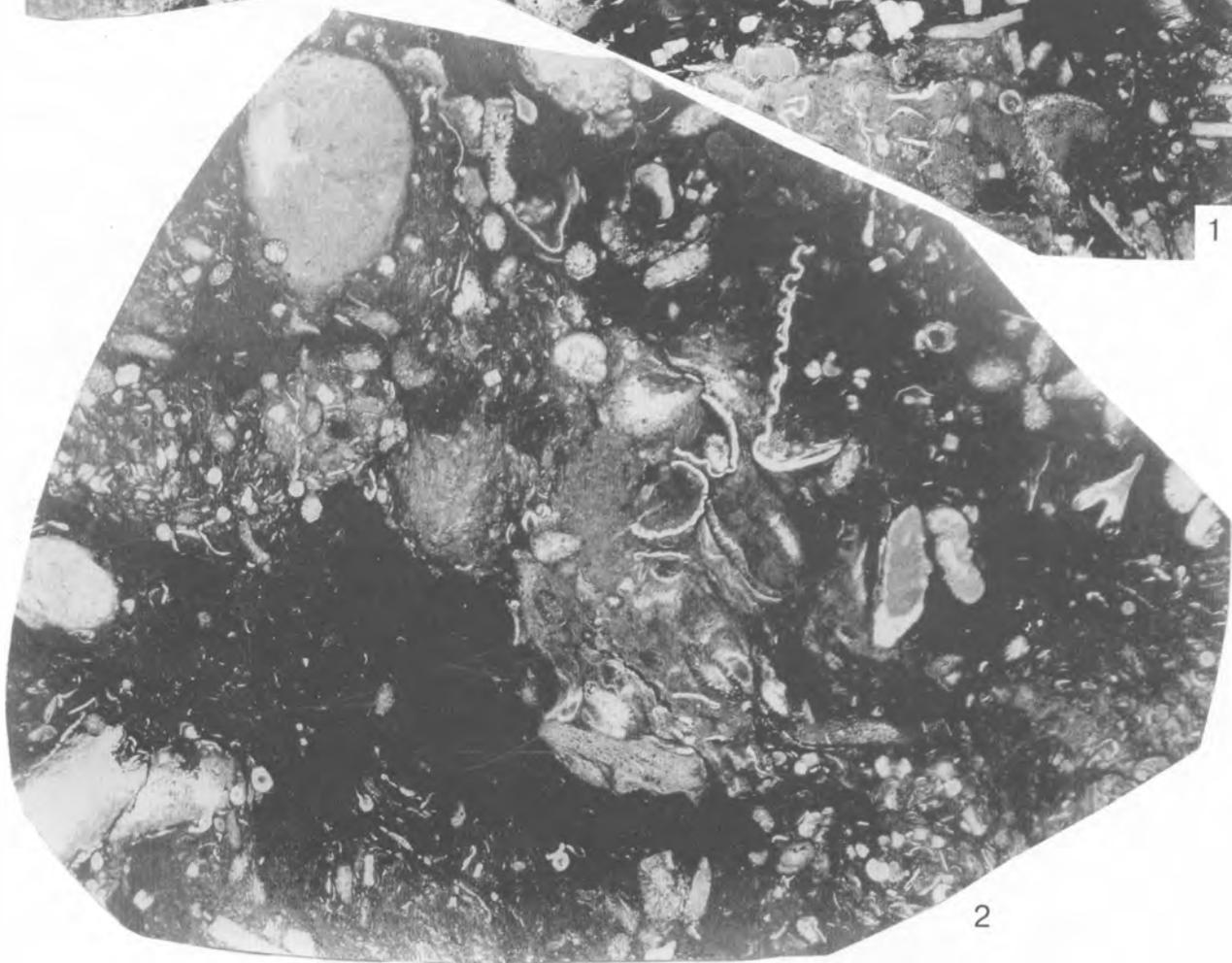
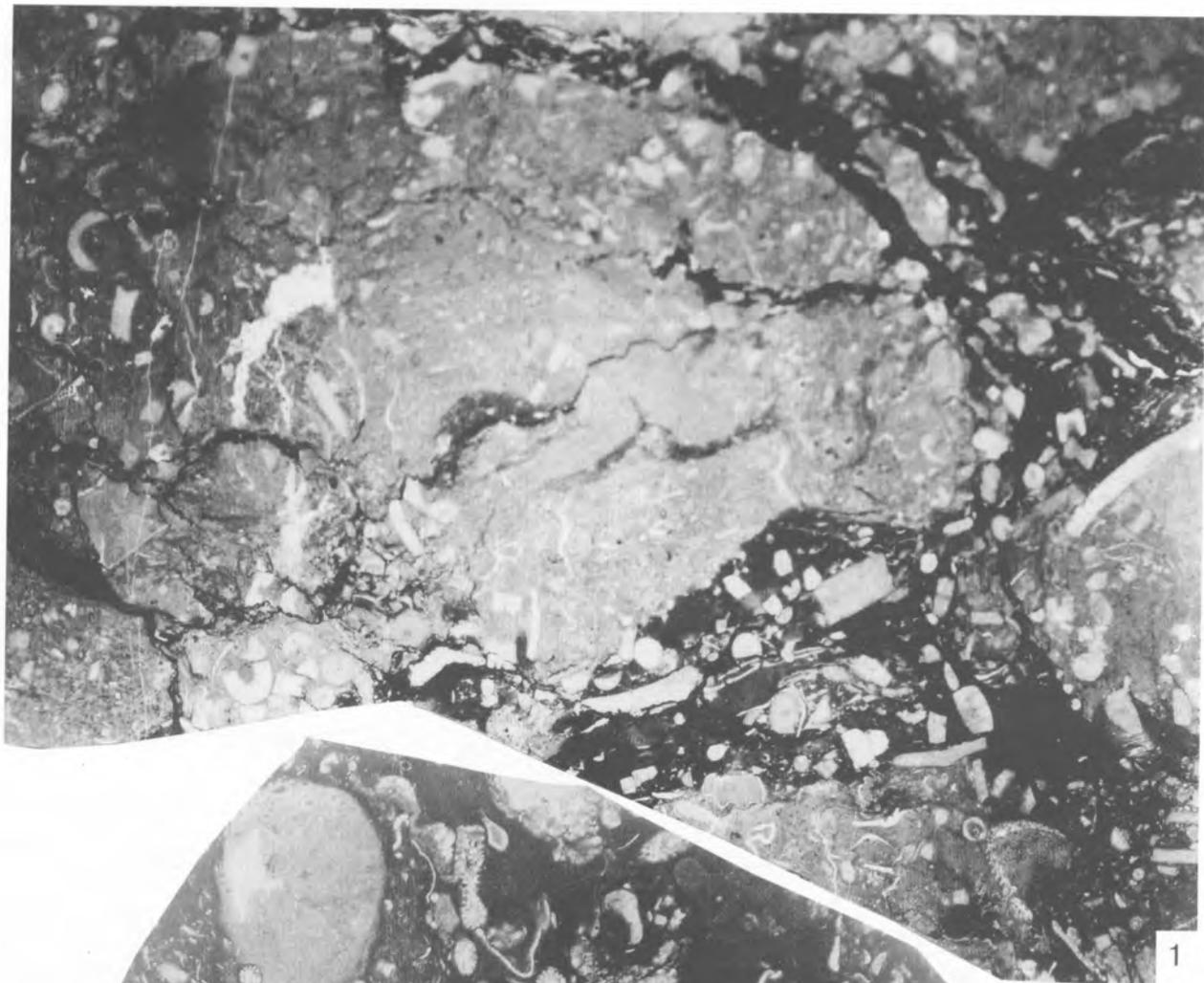
2

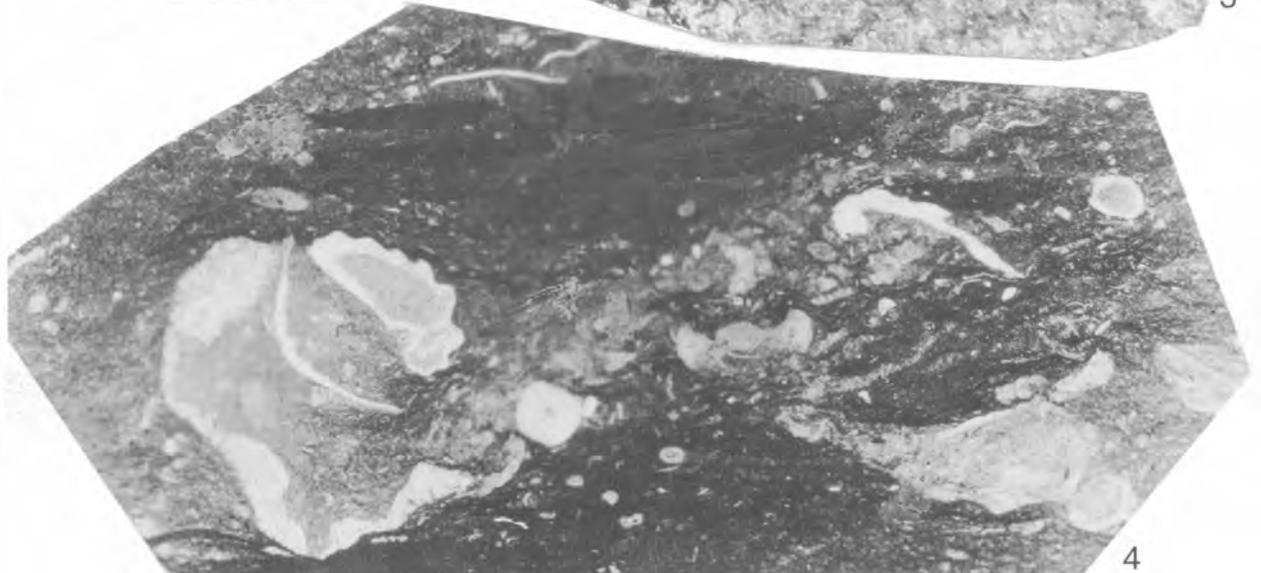
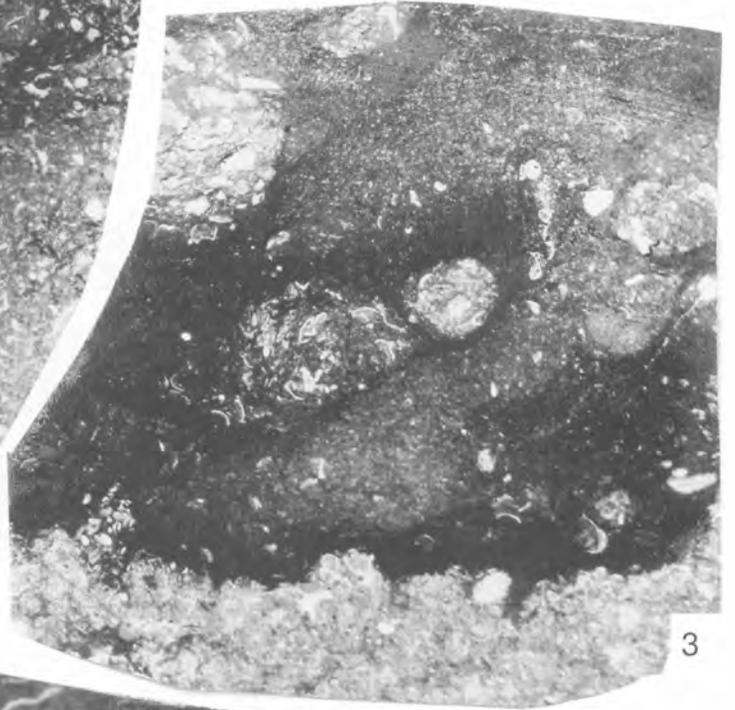
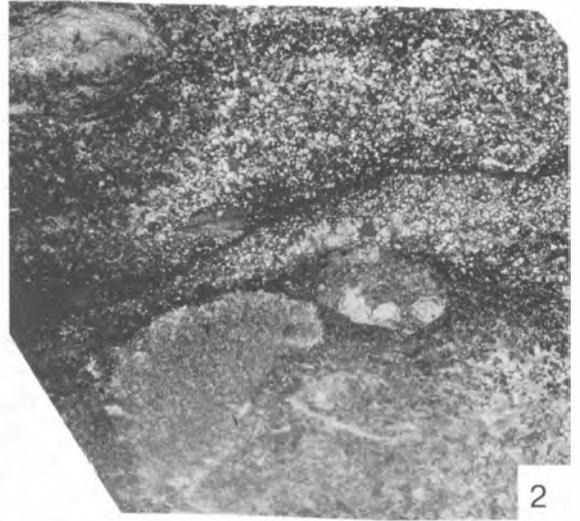
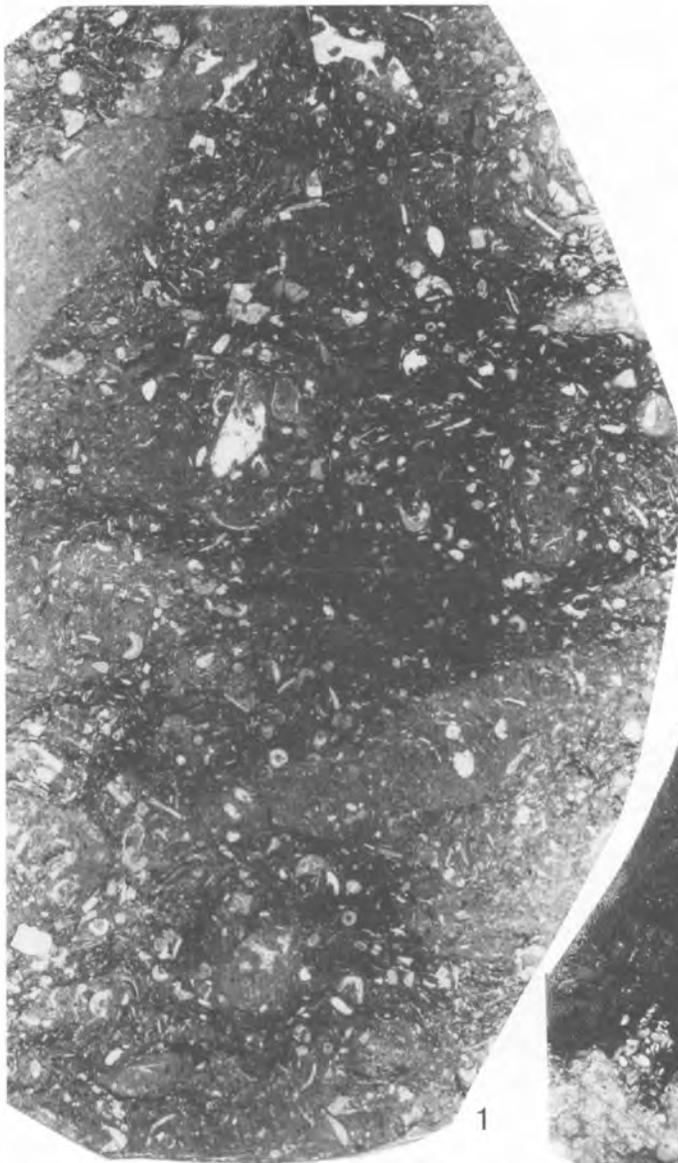
3

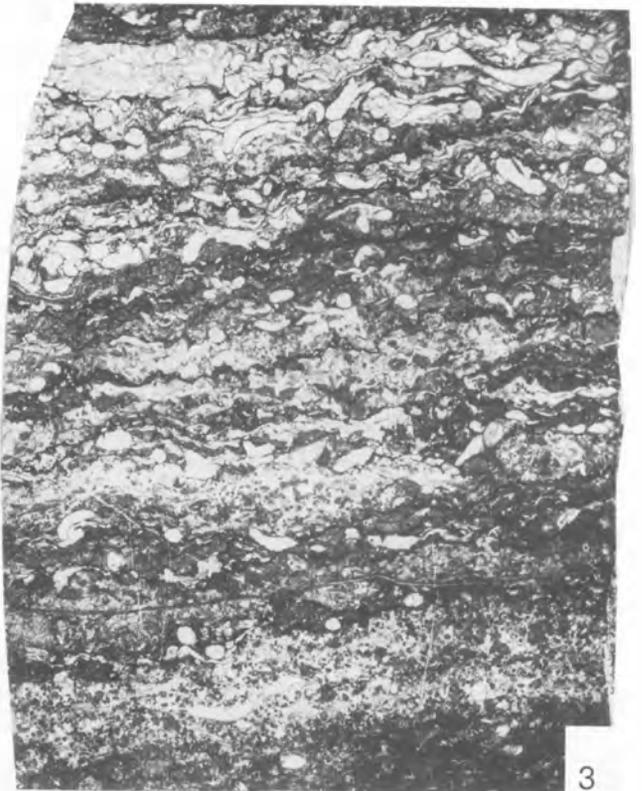
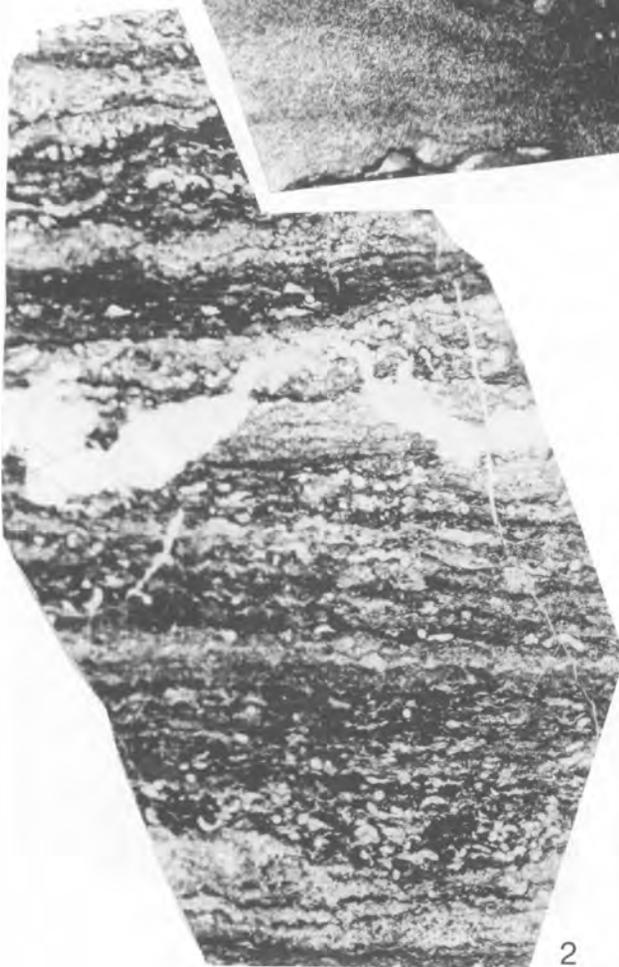
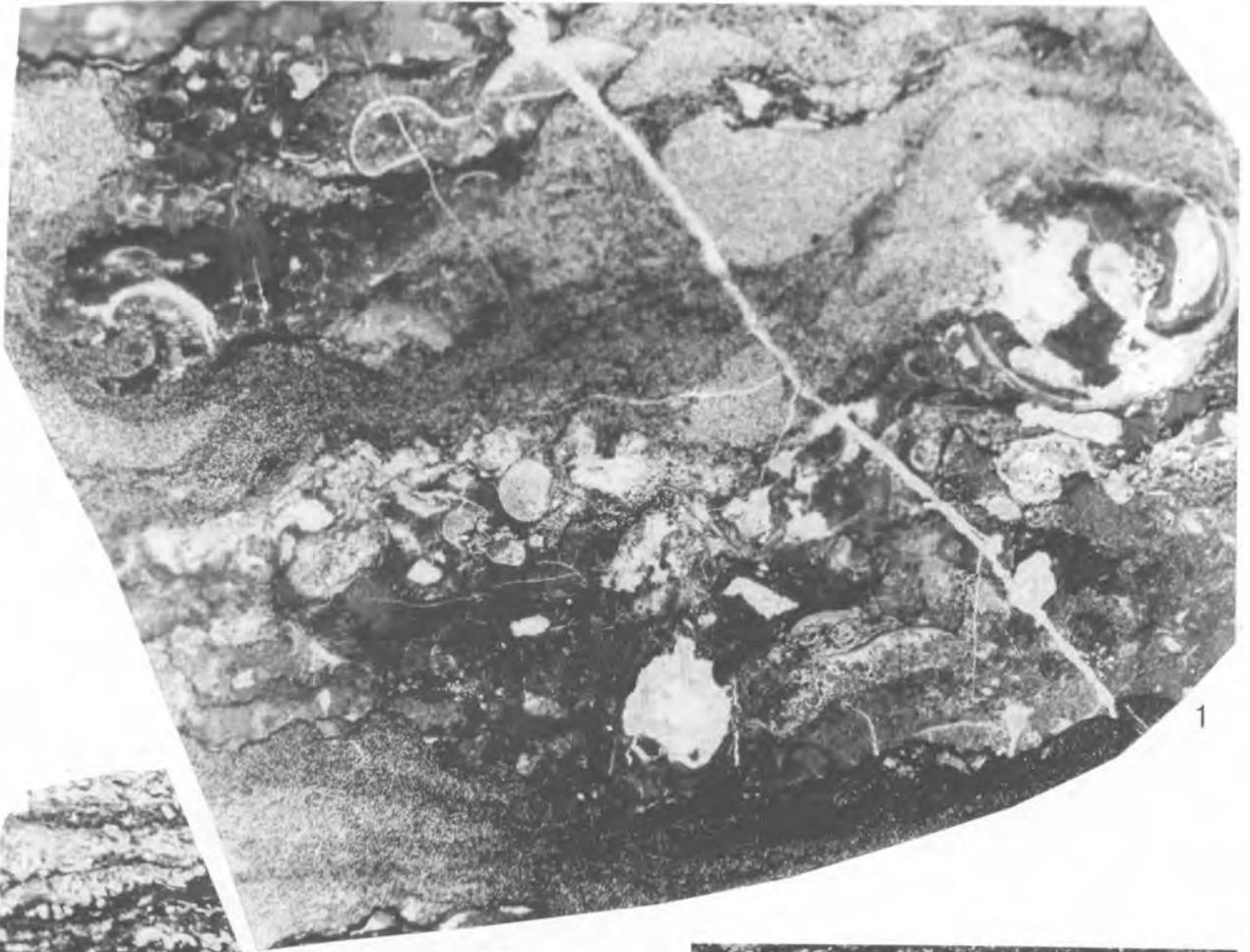


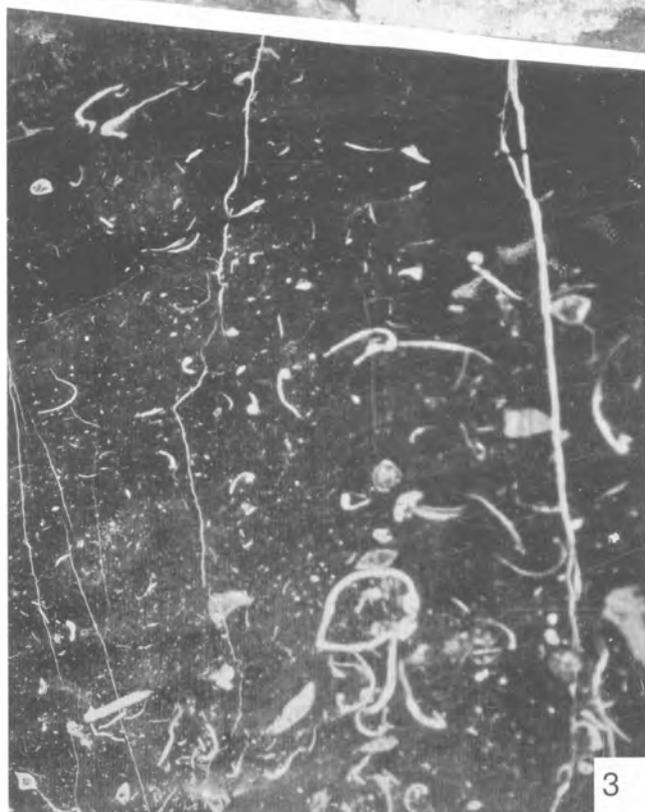
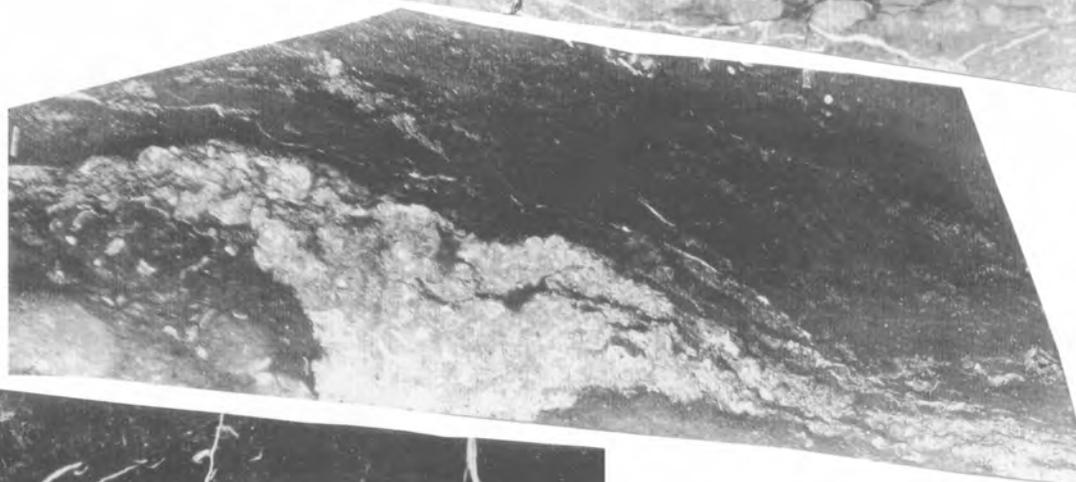
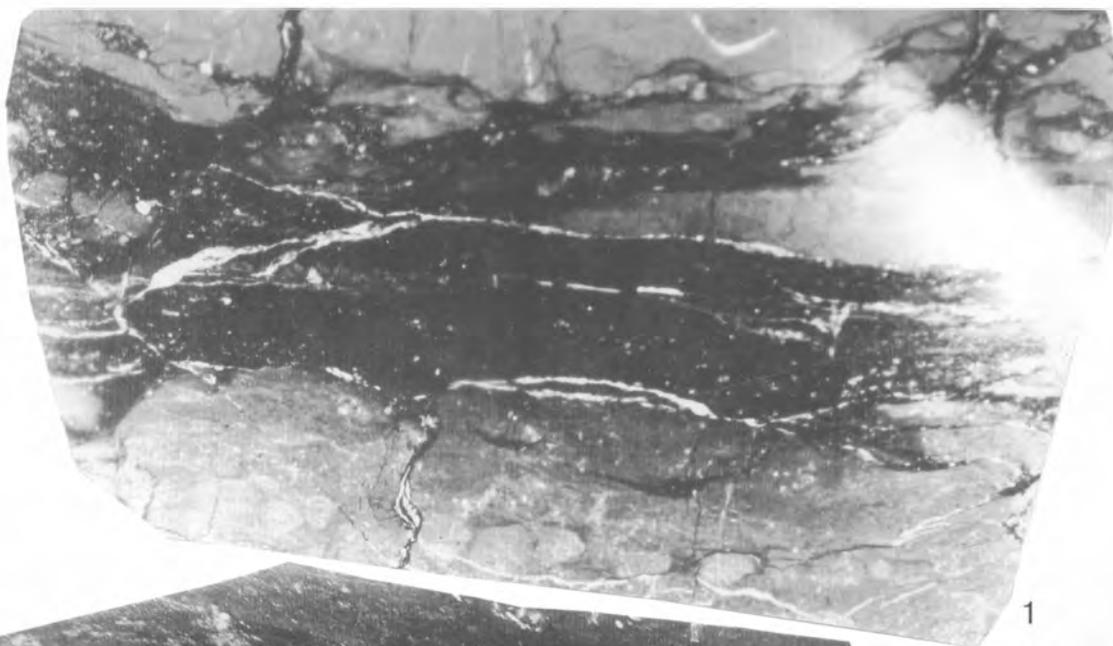












# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	5
Глава 1. БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЯ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНОЕ НАУЧНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ...	7
Глава 2. ОБЪЕКТ И ЗАДАЧИ БИОСЕДИМЕНТОЛОГИИ .....	12
Глава 3. БИОКОМПОНЕНТЫ В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ .....	16
Глава 4. РОЛЬ ОРГАНИЗМОВ В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ.....	23
Глава 5. СИСТЕМА ПОРОДООБРАЗОВАТЕЛЕЙ .....	30
Глава 6. БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ .....	37
Глава 7. СИСТЕМА БИОФАЦИЙ И БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ .....	51
Глава 8. ЭНЕРГИЯ СРЕДЫ И БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ .....	58
Глава 9. БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЯ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ .....	62
Глава 10. К ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПЕРВИЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ....	83
Глава 11. ЭВОЛЮЦИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ НИШ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ .....	92
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	96
ЛИТЕРАТУРА .....	97
ОПИСАНИЕ ТАБЛИЦ .....	101
ФОТОТАБЛИЦЫ .....	109

Научное издание

ИСАЕВ ГЕОРГИЙ ДМИТРИЕВИЧ

**ОСНОВЫ БИОСЕДИМЕНТОЛОГИИ  
И РЕГИОНАЛЬНЫЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ**

Редактор *М.А. Трашкеева*  
Корректор *И.А. Абрамова*  
Художественный редактор *О.М. Вараксина*  
Технический редактор *О.М. Вараксина*  
Компьютерная обработка фотоматериалов *Л.Н. Ким*  
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

---

Подписано в печать 27.02.06. Формат 60 × 84 <sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Гарнитура Ньютон.  
Печать офсетная. Усл.-печ. л. 15,6. Уч.-изд. л. 13,4. Тираж 500 экз. Заказ № 458.

---

НП “Академическое издательство “Гео”  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, тел. (383) 335-64-30

