

552  
П 63

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ  
ИЗМЕНЕНИЯ  
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД  
И ИХ ЗНАЧЕНИЕ  
ДЛЯ ИСТОРИКО-  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
РЕКОНСТРУКЦИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ



**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ  
ИЗМЕНЕНИЯ  
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД  
И ИХ ЗНАЧЕНИЕ  
ДЛЯ ИСТОРИКО-  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
РЕКОНСТРУКЦИЙ**



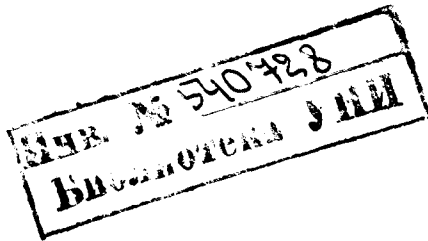
**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1980**

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980.

В монографии освещаются современное состояние изучения карбонатных пород и принципы их классификации. Изложены методические вопросы изучения карбонатных пород, рассмотрены вторичные изменения, значение исследований вторичных изменений пород для историко-геологических реконструкций, разобраны формы и механизм их проявлений, начиная с ранних этапов формирования осадка (современные карбонатные илы). Предложена первая классификация карбонатных формаций.

Табл. 4. Ил. 26. Библ. 126 назв.

Ответственный редактор  
В.Г. КУЗНЕЦОВ



## ВВЕДЕНИЕ

Карбонатные породы, составляя 15–20% объема стратисферы, имеют важное экономическое значение как месторождения ценных полезных ископаемых: крупных стратиформных полиметаллических месторождений, богатых месторождений бокситов, горнохимического сырья (фосфоритов, серы и т.д.), залежей нефти и газа. По современным оценкам в них содержится 40–50% мировых запасов углеводородов. Важное значение имеют карбонатные породы как сырье в промышленности строительных материалов, в химической, металлургической, пищевой промышленности, в сельском хозяйстве. Большой интерес представляют карбонатные породы как показатели древних обстановок осадконакопления; они обладают большой информативностью и позволяют нередко восстанавливать эти обстановки с такой полнотой и детальностью, которая не всегда возможна при изучении других типов осадочных пород. В связи с этим в последние годы проведен ряд совещаний и семинаров, посвященных литологии карбонатных пород, изданы сборники и монографии по этой проблеме.

В комплексе исследований карбонатных отложений – их состава, структурных и текстурных особенностей, условий образования, определении эволюции процессов и фациально-палеогеографических обстановок карбонатакопления и т.д. – в последние годы успешно развивается изучение их постседиментационных изменений. Это обстоятельство в определенной степени обусловлено общим прогрессом в исследовании вторичных изменений осадочных пород, связанным с работами А.В. Копелиовича, А.Г. Коссовской, Л.В. Пустовалова, В.Д. Шутова и других исследователей. Изучение вторичных изменений карбонатных пород имеет и свои особенности. Они определяются прежде всего спецификой карбонатных минералов – метастабильностью многих из них, относительно высокой растворимостью в термодинамических и гидрохимических условиях стратисферы. Карбонатное равновесие – соотношение растворимых бикарбонатов и плохо растворимых карбонатов ( $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) – оказывается чрезвычайно подвижной системой, на которую воздействует не только парциальное давление углекислоты, но и наличие и концентрация других анионов и катионов. В связи с этим между карбонатными породами и насыщающими их пластовыми водами устанавливается динамическое равновесие, которое легко нарушается при изменении температуры и давления, изменении гидрохимического типа вод при переходе из одной гидрохимической зоны в другую

или проникновении пресных поверхностных вод и т.д. При этом происходит растворение одних карбонатных минералов и новообразование других, что проявляется прежде всего в перекристаллизации и доломитизации известняков, раздоломичивании доломитов и т.д. Происходящие при этом изменения рН среды ведут к изменению растворимости и других компонентов, например кремнезема, что в свою очередь определяет изменение минералогии этих компонентов, форм выделения и т.д. Несмотря на то что в общем плане характер этих изменений был осознан достаточно давно, лишь детальные исследования конкретных объектов позволяют понять многие важные особенности рассматриваемых процессов, условия и механизмы их проявления.

Особая значимость исследования вторичных изменений именно для карбонатных отложений определяется тем, что интенсивные постседиментационные преобразования нередко затушевывают первичный облик осадков, и без умения правильно и достоверно разграничивать седиментационные и постседиментационные особенности в ряде случаев невозможно правильно восстанавливать условия осадконакопления, проводить фашиально-палеогеографические и палеотектонические реконструкции.

Новые вопросы в изучении постседиментационных изменений карбонатных отложений возникли в результате реализации комплексных программ по исследованию современных морей и океанов с широким использованием глубоководного бурения. Это позволило изучить как современные, так и достаточно древние (до верхнемезозойских включительно) карбонатные осадки. Был получен новый и чрезвычайно важный материал о распространении карбонатных осадков, роли и значении различных организмов в образовании карбонатного материала, влиянии различных физико-химических параметров (климатической обстановки, глубины и рельефа дна, типа водоема, солёности, наличия терригенного материала) на условия карбонатакопления, состав и свойства образующихся осадков. Установлены важные особенности постседиментационных изменений осадков, представляющие особый интерес в плане предлагаемой работы. Прежде всего показано широкое развитие метастабильных минералов — арагонита, высокомагнезиального кальцита и других, которые достаточно быстро переходят в стабильные модификации, причем скорость такого перехода существенно возрастает при осушении осадков и воздействии на них пресных метеорных вод. Выяснено, что физические свойства отложений весьма различны. Наряду с рыхлыми карбонатными осадками достаточно широко развиты изначально твердые биогермные образования, сложенные скелетами преимущественно каркасных организмов. Естественно, что и постседиментационные изменения их идут весьма различно. Рыхлые осадки либо быстро литифицируются и превращаются в твердые породы, либо сохраняют свою консистенцию достаточно долго и на значительной глубине. Следует отметить, что причины быстрой цементации в некоторых случаях более или менее исследованы

(например, при осушении, когда образуются породы типа бич-рока), в других — остаются пока не изученными. В изначально же твердых биогермных "осадках" сразу после их образования, а иногда практически параллельно с ним происходит выполнение обильных пустот хемогенным и биохемогенным карбонатом, что резко сокращает их пустотное пространство, меняет структуру и особенно текстуру. Есть основания полагать, что первично повышенная пустотность и проницаемость биогермных образований определяет и их значительно более позднее — катагенное — преобразование, в частности интенсивную перекристаллизацию и доломитизацию.

Таким образом, возникают вопросы детального изучения особенностей диагенеза в различных фациальных условиях и для различных типов карбонатных осадков, положения границы диагенеза и катагенеза, а также специфики последнего.

Наряду с научным интересом изучение интенсивных постседиментационных изменений карбонатных пород представляет большое практическое значение. Эти изменения оказывают существенное, а часто и определяющее, влияние на формирование и сохранение коллекторских свойств карбонатных пород, которые в свою очередь обуславливают возможности нахождения в породах нефти и газа, определяют их запасы, способы извлечения, коэффициенты нефте- и газоотдачи и т.д. Вторичные процессы, в частности доломитизация и окремнение, оказывают большое влияние на технологические свойства карбонатных пород — их применимость в качестве сырья для цементной промышленности, конструкционного и облицовочного материала в строительстве, флюсов в металлургии и т.д.

Естественной поэтому была организация секцией осадочных пород МОИП специального совещания (январь 1977 г.), посвященного процессам преобразования карбонатных отложений. Доложенные на нем материалы вызвали живой интерес геологической общественности и позволили подготовить эту сравнительно небольшую коллективную работу.

В ней показано значение использования экспериментальных данных по физико-химическим особенностям кальциевых и магниевых солей угольной кислоты для понимания современных и реконструкции древних условий образований карбонатных отложений, рассмотрены процессы диагенеза карбонатных осадков современных морей и океанов и их специфика в зависимости от физико-химических обстановок накопления и первоначального преобразования осадочного материала. Основное внимание уделено вторичным изменениям карбонатных пород — формам проявления (деструкции, перекристаллизации, доломитизации, окремнению), механизмам и причинам этих процессов. Эти вопросы рассмотрены на примере отложений различного возраста, различных климатических зон и тектонических структур.

На ряде конкретных примеров показано, что неполный учет вторичных преобразований ведет к ошибочным стратиграфическим,

фациальным и тектоническим построениям. Определенным итогом проведенной работы является попытка выделения и систематики карбонатных формаций с учетом того влияния, которое оказывают на первичные карбонатные отложения постседиментационные изменения.

Не претендуя на исчерпывающую полноту изучения проблемы, книга все же отражает состояние знаний по ряду важных ее аспектов и тем самым определенным образом намечает направления дальнейших исследований. Это дает основание надеяться, что она будет с интересом принята широким кругом геологов, и прежде всего литологами, геологами-нефтяниками, специалистами по геологии месторождений полезных ископаемых, работниками научно-исследовательских и производственных организаций.



## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОРСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Существует несколько путей расшифровки условий карбонатной седиментации: 1 - изучение фациальных взаимоотношений карбонатных пород в древних толщах; 2 - исследование условий образования современных карбонатных осадков; 3 - термодинамические расчеты; 4 - эксперименты. Ниже сделана попытка показать роль экспериментальных данных при реконструкции условий образования древних карбонатных осадков.

### СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

В литературе описаны многочисленные опыты по химическому осаждению  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ . Их можно разделить на ряд групп, учитывая те исходные вещества, которые применялись при осаждении конечного продукта. Таким способом различаются эксперименты: 1) с карбонатно-сульфатными растворами; 2) с карбонатно-нитратными растворами; 3) с карбонатно-хлоридными растворами.

Первый способ, примененный Ю.П. Никольской и Г.И. Гордеевой [1973], показал возможность получения арагонита, в разной степени магнезиальных кальцитов, протодоломита и магнезита, но в условиях, скорее, больше характерных для области континентальной, чем морской седиментации. Использование карбонатно-нитратных растворов, позволяет получить определенную гамму химически осажденных карбонатов [Тафт, 1971], однако существование значительного количества нитрат-иона в водных средах на земной поверхности, за исключением бассейнов с гидротермальным питанием, неизвестно.

Для условий морского осадконакопления наиболее применимы физико-химические параметры, которые создаются при осаждении карбонатов кальция и магния из карбонатно-хлоридных растворов.

Однако при рассмотрении этих условий следует иметь в виду два обстоятельства. Наблюдения над современными морскими карбонатными осадками показывают, что среди них существует большое количество метастабильных соединений, которые способны преобразовываться не только в стадии диагенеза, но также и в условиях, близких к седиментационным (колебания уровня моря и осушение осадка, подток грунтовых вод и т.д.). Кроме того, эксперименты, произведенные с растворами, близкими по составу современной морской воде, показали, что в этом случае не осаждаются высоко-

Таблица 1

Схема изменения приповерхностных термобарических условий и газово-солевого состава вод Мирового океана

Возраст	Температура, °С	Давление, атм	Растворенные газы		Катионы и анионы	
			преобладающие	второстепенные	преобладающие	второстепенные
Кайнозой - пермь					$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+, \text{HCO}_3^-, \text{F}^-$
Карбон - девон	25 и ниже	1-3	Азот, кислород	Углекислый газ	$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-$	$\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-, \text{CO}_3^{2-}$
Силур - кембрий			-	-		
Поздний - средний протерозой	25-60	3-10	Азот, углекислый газ, кислород	Аммиак, метан	$\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+, \text{HCO}_3^-, \text{Cl}^-$	$\text{K}^+, \text{NH}_4^+, \text{CO}_3^{2-}, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-$
Ранний протерозой - архей	60-100	10-20	Углекислый газ, аммиак, азот	Кислород, метан	$\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{NH}_4^+, \text{HCO}_3^-, \text{CO}_3^{2-}, \text{Cl}^- (?)$	$\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-$

магнезиальные кальциты и протодоломиты. Для их изучения следует произвести изменение физико-химических условий (ввод дополнительных растворов, катализаторов и т.д.). Это обстоятельство может свидетельствовать о том, что химизм современного морского раствора неблагоприятен для осаждения доломитовых минералов.

Следовательно, для изучения физикохимии доломитообразования эксперименты следует проводить в более широком интервале термобарических и химических параметров.

Необходимо подчеркнуть, что в настоящее время господствует идея о постоянстве состава солей в водах Мирового океана, по крайней мере, в течение фанерозоя. Иные взгляды намечаются при изучении состава разновозрастных химических и биохимических пород [Ронов, 1976; Кореннов, 1974; Казанский, 1976; и др.], композиции газов в атмосфере [Виноградов, 1967], состава пород областей сноса [Холодов, 1975; и др.].

Анализ этих материалов дает основание предполагать существенные изменения термобарических условий, а также солевого состава вод Мирового океана в течение геологической истории Земли (табл. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Оценка роли отдельных параметров карбонатообразования включает: 1) определение значений концентрации в растворе катионов и анионов, входящих в карбонаты; 2) роль катионов и анионов, присутствующих в растворе, но не входящих в карбонаты; 3) оценку влияния растворенных газов на характер карбонатообразования.

Большое значение содержания Са и Mg в исходном растворе, а также их отношений давно подмечено при получении карбонатов химическим путем. Здесь следует указать на опыты В. Медлина [Medlin, 1959], который экспериментировал при высоких температурах (220–270°C). Так, при температуре 270°C осадок, состоящий на 30% из доломита, был получен при отношении  $\text{Ca}/\text{Mg} = 1,4$ , а при отношении 2,1 доломит в осадке отсутствовал.

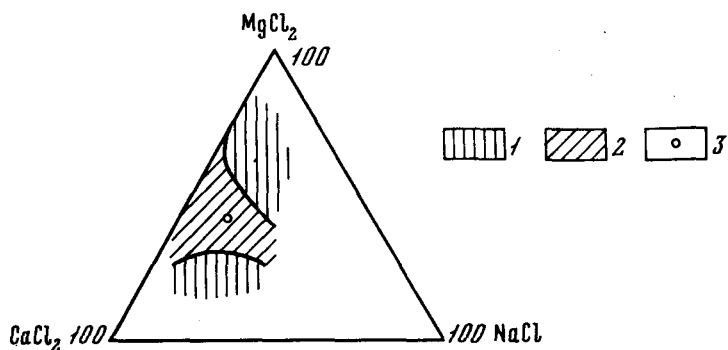
Е. Конрад [Conrad, 1968] провел опыты с низкотемпературными хлоридными растворами невысокой концентрации, которые он обрабатывал  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ . Его эксперименты также показали, что количество Mg в осадке прямо зависит от  $\text{Mg}/\text{Ca}$ .

На рис. 1 приведены результаты опытов с раствором, хлорность которого постоянна и равна 35‰ а содержание Mg и Ca изменялось в широких пределах. Смесь карбонатов с высоким содержанием магниезальной молекулы (до протодоломита) была получена в одной точке, где  $\text{Mg}/\text{Ca}$  оказалось близким к таковому в доломите. Поле с повышенным (более 5%) содержанием магниезальной молекулы на рис. 1 окаймляет эту точку. Далее распространена зона осаждения низкомагниезальных карбонатов Са.

Изменение солености (хлорности) изменяет величину  $\text{Mg}/\text{Ca}$ , благоприятную для химического осаждения высокомагниезальных карбонатов. Так, в опытах Н.Т. Мандриковой и др. [1974] при хлорности около 62 г/л эта величина составляла в исходном растворе 0,6, а в остаточном – 4,8. Для насыщенных растворов  $\text{Mg}/\text{Ca}$  составляют при выпадении доломита в осадок около 5 [Budzinski, 1961].

Присутствие в растворе производных угольной кислоты определяет характер и масштабы карбонатакопления. Формы соотношений между углекислым газом, угольной кислотой,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  определяются величиной pH [Алекин, 1966]. При повышении этого показателя количество  $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2$  в морской воде сокращается, а количество  $\text{HCO}_3^-$  растет. Если  $\text{pH} > 8$ , то в растворе повышается  $\text{CO}_3^{2-}$ . В табл. 2 показана роль  $\text{CO}_3^{2-}$  в опытах, в которых остальные величины были постоянны.

Присутствие в растворе других компонентов, которые не входят в состав карбонатов, может также влиять на характер формирующихся карбонатных осадков. Диаграмма, воспроизведенная на рис. 1, показывает, что протодоломит образуется только при определенном количестве  $\text{Na}^+$  в растворе.  $\text{SO}_4^{2-}$  способствует осаждению высокомагниезальных карбонатов.



Р и с. 1. Диаграмма зависимости содержания магниевой молекулы в карбонатном осадке от соотношений Mg, Ca и Na в исходном растворе

Содержание  $MgCO_3$ , %: 1 - < 5, 2 - 5-30, 3 - > 30

Интересные результаты получены по изучению совместного влияния аммиака и углекислого газа на карбонатонакопление [Medlin, 1969; Towe, Malone, 1970]. Присутствие этих газов приводит, с одной стороны, к увеличению резерва  $HCO_3^-$  и  $CO_3^{2-}$ , а с другой - к повышению pH. Это, как показали опыты, в известных пределах pH ( $\leq 9$ ) приводит к увеличению в осадке магниевой молекулы.

Т а б л и ц а 2

Влияние концентрации карбонат-иона в исходном растворе на состав карбонатного осадка [Мандрикова и др., 1974]

Концентрация, г/л			pH	Состав осадка
Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		
3	1,8	7,05	8,9	Протодоломит, арагонит
3	1,8	3,5	8,9	То же
3	1,8	2,35	8,9	Магниевый кальцит (35% $MgCO_3$ ), арагонит
3	1,8	1,75	8,9	Магниевый кальцит (4% $MgCO_3$ ), арагонит
3	1,8	0,88	8,9	То же

Примечание. Продолжительность опыта - 10 сут.

Роль температурного фактора при образовании карбонатов очевидна. Во-первых, повышение или понижение температуры требует иных соотношений ионов в растворе для получения того или иного типа осадка. Во-вторых, из растворов с повышенной температурой образуются более совершенные кристаллические формы карбонатного осадка.

Приведенный обзор результатов экспериментальных исследований карбонатообразования показывает известную фрагментарность наших знаний в этом вопросе. Необходимы более целеустремленные работы, расшифровывающие оптимальные условия доломитообразования при разных Mg/Ca, pH, хлорности, термобарических параметрах и т.д. Решение этих проблем ускорит расшифровку особенностей древнего карбонатонакопления, причин схожести и отличия его от современного варианта.

### ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ДРЕВНЕГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

Анализ природных объектов в широком возрастном интервале позволяет наметить три наиболее распространенных типа сочетания карбонатных пород седиментационного происхождения: 1) прибрежные доломиты и морские известняки; 2) переслаивание прибрежных и морских доломито-известняковых пород; 3) доломиты, занимающие центральные зоны внутриконтинентальных бассейнов.

Первый тип прослеживается от архея до наших дней. Он характеризует бассейны, физикохимия которых благоприятна для химического и биохимического осаднения доломита. Последний формируется в прибрежной части, на литорали, благодаря специфике условий, связанных с периодическим осушением осадков, изменением химизма вод в результате стока с суши и т.д.

Естественно, процесс прибрежного доломитообразования существенно должен был меняться во времени. В архее морские воды отличались низкой хлорностью, малым содержанием Na,  $SO_4^{2-}$  и других компонентов (см. табл. 1). В то время в них были повышенные количества Ca, Mg,  $HCO_3^-$  и  $CO_3^{2-}$ . Кроме того, температура и давление были выше современных. Эта обстановка, по-видимому, была благоприятна для осаднения  $CaCO_3$ . Накопление доломитовых осадков происходило в прибрежной зоне [Уилсон, 1968; Конигов, Шалек, 1973], в аномальных условиях (повышенная хлорность, привнос с суши и т.д.).

Средний и поздний протерозой отличался особо благоприятными условиями для накопления высокомагнезиальных карбонатов, в том числе и доломитов, не только в прибрежной части бассейнов, но и на более широкой акватории.

Начиная с кембрия, после того как получили распространение организмы, которые стали использовать для раковин  $\text{CaCO}_3$ , вновь наступили условия, неблагоприятные для доломитообразования. В прибрежных областях доломитовые осадки стали продуктами бассейнов с повышенной соленостью, участков с засушливыми периодами и т.д.

Второй тип сочетания доломитовых и известняковых пород характерен главным образом для среднего и позднего протерозоя. В это время высокомагнезиальные карбонатные осадки являлись образованиями, которые формировались не только в прибрежных, но и в открытоморских условиях, т.е. они стали осадками нормальных морских бассейнов. Особенно это характерно для эпиконтинентальных морей рифея [Давыдов, 1975; и др.].

Такое изменение характера карбонатонакопления следует объяснить появлением благоприятных сочетаний  $\text{Mg}/\text{Ca}$ , хлорности, pH, температуры и давления в это время. Как показывают эксперименты, моделирующие такие условия,  $\text{Mg}/\text{Ca}$  должно быть около 1, хлорность ниже современной, pH=8-9, а температура и давление — близкие существующим в настоящее время. Изменение этих параметров в конце докембрия привело к затуханию этого типа доломитообразующего процесса. В фанерозое доломитовые осадки такого генезиса становятся экзотическими.

Третий тип, характеризующийся приуроченностью доломитообразования к центральным частям внутриконтинентальных бассейнов, получил распространение в кембрии. Такие осадки стали членами эвапоритовых формаций, породы которых рассматриваются как продукты, образующиеся из растворов с повышенной соленостью. В этом случае доломитовые осадки будут формироваться только при условии повышения  $\text{Mg}/\text{Ca}$ , что, вероятно, и произошло в начале палеозоя в связи с переводом больших масс биогенного  $\text{CaCO}_3$  в осадки. Начиная с девона, в результате понижения парциального давления углекислого газа предполагается постепенное сокращение морского карбонатонакопления в целом.

## ПРОЦЕССЫ И ОБСТАНОВКИ ДИАГЕНЕЗА КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

Одной из наиболее сложных проблем в изучении карбонатобразования является диагенез карбонатных осадков, поскольку на этой стадии в большей степени проявляется своеобразие карбонатного осадочного материала по сравнению с терригенным. Нами предпринята попытка показать это своеобразие на ряде примеров, где можно проследить связь между обстановками и процессами диагенеза, т.е. на тех карбонатных осадочных образованиях, которые переживают или только что пережили стадию диагенеза. Хотя процессы диагенеза в этом случае являются современными или почти современными, осадки могут относиться к довольно широкому возрастному диапазону — от современных до эоценовых и даже более древних. Действительно, в крепко сцементированной глинистой карбонатной породе — бич-роке — можно встретить замурованные кокосовые орехи и обломки потерпевших аварию самолетов, а в забое океанических скважин, пробуренных на многие сотни метров, — сильно обводненный, пластичный известковый ил.

Особенности диагенеза карбонатных осадков обусловлены минеральной и химической неустойчивостью осадочных карбонатов и тем, что по отношению к ним вода может вести себя как достаточно сильный агент. Метастабильность осадочных карбонатных минералов, деструкция некоторых биогенных карбонатных частиц, растворимость карбонатов в термодинамических условиях земной поверхности и способность в тех же условиях к регенерации — таков неполный перечень факторов того, что карбонатные осадки уже на ранних этапах постседиментационной истории претерпевают подчас сильные изменения.

Хотя большинство исследователей, особенно зарубежных, довольно произвольно трактуют диагенез карбонатных осадков, некоторые выделяют как принадлежащие этой стадии изменения, протекающие на контакте осадка с водой бассейна и под влиянием экзогенных факторов [Bathurst, 1973] или заключающиеся в минеральной и кристаллохимической стабилизации [Land, 1967].

Исходя из представления о диагенезе как этапе физико-химического уравнивания осадка на пути превращения его в твердую породу [Страхов, 1973], мы понимаем диагенез карбонатных осадков как превращение их в породу, равновесную в термодинамических условиях верхних слоев литосферы. Ниже мы будем рассматривать лишь чистые карбонатные осадочные образования, поскольку смесь глинистого материала, солей, сульфатов, различных гидро-

окислов, как известно, весьма существенно отражается на интенсивности и результатах постседиментационных процессов.

Сущностью процесса диагенеза карбонатного осадочного материала являются его литификация и тесно связанная с ней цементация. Уплотнение при этом играет в общем незначительную роль, даже в случае илов. Согласно оценке Гамильтона, консолидированный столб тонкозернистого известняка в 300 м эквивалентен 327 м первоначального осадка. Экспериментальное уплотнение различных карбонатных осадков [Fruth et al., 1966] показало, что сокращение мощности достигается довольно быстро, но в сравнительно небольших размерах — от 30 до 5%; при давлении 120 бар сохраняется пористость 35%; при давлении 900 бар наименьшая пористость наблюдалась в органогенном известняке, а наибольшая — в тонкозернистом. Искусственное уплотнение арагонитового ила с Багамских банок сопровождалось перекристаллизацией его в кальцит афанитовой структуры [Hathaway, Robertson, 1961]. Но часто литификация карбонатных осадков связана с притоком карбонатного материала, выпадающего в качестве цемента со стороны. Р. Бэтест [Bathurst, 1970] подчеркивает, что большая часть цемента, образующегося при литификации даже арагонитовых тонкозернистых осадков (а переход арагонита в кальцит сопровождается увеличением объема примерно на 8%), является аллохтонной. По некоторым подсчетам, цементация 1 км<sup>3</sup> карбонатного осадка требует привноса CO<sub>2</sub> в объеме 6,3 × 10<sup>8</sup> м<sup>3</sup> [Friedman, 1975]. Этот привнос осуществляется водами, циркулирующими в поровом пространстве осадков и имеющими либо морскую, либо метеорную природу. Но следствием циркуляции этих вод может быть и образование вторичной пористости.

Проявления литификации карбонатных осадков закономерно коррелируются со средой осадконакопления. На этом подробно останавливаются Р. Фольк [Folk, 1971] и Б. Пюрсер [Purser, 1973]. Согласно мнению этих исследователей, в мелководноморских, подприливных обстановках литификация приводит к формированию поверхностей иссверленного отвердевшего дна и является результатом выпадения игольчатого и микритового цемента, имеющего арагонитовый и магнезиально-кальцитовый состав. В приливно-отливных обстановках в условиях теплого климата осадки литифицируются быстро и характеризуются неравномерным распределением цемента, брекчированием, неровными поверхностями каменистого дна. Влияние метеорных вод отражается в выпадении кальцитового цемента, состоящего из мозаики относительно крупных кристаллов и относящегося к менисковому типу. Э. Пурди [Purdy, 1968] в ряду различных обстановок диагенеза карбонатных осадков выделяет, помимо субморской и субаэральной, также субповерхностную, подразумеваемую под последней границу слоя карбонатных осадков с перекрывающими отложениями иного типа, в частности сульфатными, из которых просачиваются растворы, вызывающие быструю литификацию карбонатов. По-видимому, в данном случае лучше гово-

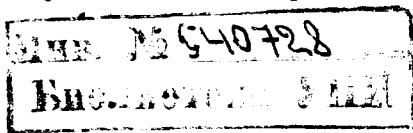


речь о диагенезе под влиянием резкой смены обстановок осадко-накопления. Образовавшиеся в качестве цемента арагонит и высокомагнезиальный кальцит при дальнейшем погружении карбонатной породы трансформируются в янокристаллический кальцит с той или иной примесью доломита. Это изменение может носить характер перекристаллизации породы в целом.

Рассмотрим примеры литификации и цементации карбонатных осадков в ряду обстановок — от пляжа и рифов до океанических глубин.

На дприливная полоса. Здесь выше обычного уровня прилива и выше зеркала грунтовых вод формируется бич-рок, т.е. сцементированные пляжные карбонатные пески, особенностью которых является высокая скорость литификации, завершающейся иногда в несколько дней. К такому типу пород относится бич-рок, описанный Н.В. Логвиненко [1976] на о-ве Оаху (Гавайские острова) и атоллах Фаннинг и Фунафути. Здесь бич-рок развивается в средней и верхней частях пляжа в зоне наиболее часто повторяющегося заплеска волн. Цемент — контактовый, контактово-поровый (с неполным заполнением пор) и порово-базальный, или в форме каемок вокруг карбонатных зерен; он представлен на атоллах микрозернистым и пеллитоморфным магнезиальным кальцитом с некоторой примесью арагонита, а на о-ве Оаху — игольчатым арагонитом с небольшой примесью микрозернистого магнезиального кальцита. Н.В. Логвиненко доказывает, что цементация происходит в результате потери углекислоты морской водой, поступающей в песок с заплеском волн. На пляжах островов у берегов Венесуэлы бич-рок цементирован в основном микрокристаллическим кальцитом с отдельными кристаллами арагонита; Ю. Годдард и К. Пикард [Goddard, Picard, 1974] объясняют цементацию испарением воды сквозь пески пляжа. На Андаманских островах в Индийском океане бич-рок формируется на коралловых рифах, в зоне, куда заходят лишь штормовые волны; цемент — арагонитовый [Valerjee, 1964]. А.П. Лисицын [1974] называет такие образования "литификатами". Он также подчеркивает их широкое распространение — от широты Новой Зеландии до Черного и Каспийского морей и берегов Англии.

По-видимому, основными условиями формирования бич-рока являются временное смачивание карбонатного песка в субэвраль-ных условиях и то, что он состоит, хотя бы частично, из метастабильных карбонатных минералов. Н.В. Логвиненко указывает, что арагонитовые и высокомагнезиально-кальцитовые скелетные обломки в бич-роке частично превращены в стабильные минеральные фазы — кальцит и доломит. Это свидетельствует о том, что цементация представляет собой при формировании бич-рока не просто выкристаллизацию карбоната из поровых вод, но и результат кристаллохимических процессов, связанных с избирательным растворением и трансформацией метастабильных минералов. Поэтому в некоторых случаях пляжный карбонатный песок отвердевает



после высыхания. Различные сочетания факторов, контролирующих формирование бич-рока, — состава карбонатных обломочных частиц, соотношения вод, поступающих с заплеском волн и с дождями, активности микрофлоры и бактерий и т.п., — определяют и разнообразие петрографических форм бич-рока.

Вряд ли можно сомневаться в том, что бич-рок был широко распространен в прошлые геологические эпохи, когда мелководное карбонатообразование протекало шире, чем ныне. Но с течением геологического времени многие петрографические особенности бич-рока затушевываются в результате минеральной стабилизации и катагенетических изменений. Однако его могут характеризовать структурно-текстурные особенности, связанные с почти "мгновенной" литификацией в прибрежных условиях. Бич-рок иногда разрушается под ударами штормовых волн или при относительном падении уровня моря, и его обломки оказываются заключенными в карбонатном песке, снова превращающемся в бич-рок. Конгломерато- или брекчиевидность бич-рока является поэтому его достаточно распространенной чертой. На поверхности сцементированной пляжной карбонатной породы возникают различные эрозионные углубления, которые также могут отмечаться в ископаемом состоянии. Попытки идентификации бич-рока в древних толщах редки. Так, к интересному примеру можно отнести исследование Г. Мюллера с соавторами [Muller et al., 1973], показавшими, что диагенез онкоидных калькаринитов из докембрийской группы Бамбуи в Бразилии очень близок процессу превращения карбонатного песка в бич-рок с последующей трансформацией минерального состава на о-ве Фуэртевентура (Канарские острова).

Для карбонатных осадков, формирующихся на границе моря и суши, появляются данные о связи диагенетических преобразований с колебаниями климата: температурный режим и обилие или скудость атмосферных осадков контролируют структурно-минералогические особенности карбонатного цемента. На юго-восточном побережье Средиземного моря (Израиль) природой поставлен "чистый" эксперимент по цементации золианитов в ледниковые и межледниковые эпохи, результаты которого удалось расшифровать благодаря детальной стратиграфии четвертичных и неогеновых отложений [Gavish, Friedman, 1969]. В условиях обильных дождей ледниковой эпохи золианиты цементировались кальцитом, кристаллизовавшимся в местах соприкосновения зерен; магnezийный кальцит трансформировался в кальцит без структурных преобразований, а арагонит оставался без изменений. В межледниковую эпоху золианиты превращались в крепко сцементированную породу благодаря друзовому кальциту, заполнявшему поровое пространство, а также пустоты от выщелоченных арагонитовых зерен. Хотя ранний карбонатный цемент при смене условий, в которых оказывается порода, не остается без изменений, так как он трансформируется спонтанно вследствие стабилизации минераль-

ного состава, чередование режимов цементации может выражаться и в последовательности зон с разной интенсивностью перекристаллизации и доломитизации зернистых известняков.

Приливно-отливная (литоральная) полоса. Эта зона также является местом интенсивной литификации карбонатных осадков, которая осуществляется здесь под влиянием периодического осушения осадков, смешения морских вод с пресными и, что особенно специфично, под влиянием бактериально-водорослевой активности и биохимических процессов. В этих условиях карбонатные пески могут быстро цементироваться, превращаясь в породу, почти аналогичную бич-року. В качестве примера приведем цементированные пески, участками встречающиеся в приливно-отливной полосе вдоль берегов о-ва Большой Кайман (Вест-Индия). Цементация карбонатных песков происходит здесь под влиянием того, что интерстициальные воды в них представляют смешение морских и метеорных и характеризуются высоким содержанием  $Si$  и низким  $Mg$  [Moore, 1973]. В этих условиях в межзерновом пространстве выпадают в форме корочек игольчатый арагонит и шестоватый магнезиальный кальцит, а также образуются темно-коричневые корочки магнезиально-кальцитового микрита. Такие особенности последней разновидности, как присутствие сгустков и тончайших водорослевых трубочек, указывают на ее биогенное происхождение.

Для приливно-отливной полосы самых различных районов, относящихся к теплому климатическому поясу, характерно обволакивание бактериально-водорослевой слизью частиц осадка, что приводит к их скреплению водорослевым карбонатом или включению в состав водорослевых покровов. Обычно водорослевая слизь превращается в сгустково-микрористаллическую карбонатную массу. Благодаря тому, что этот процесс совершается достаточно быстро, формируются выпуклые формы строматолитов.

Но бактериально-водорослевая слизь не всегда обызвествляется. В этом случае, как отмечает Д. Шерман [Shearman, Skipwith, 1965], на примере прибрежных отложений Персидского залива она оказывает большое влияние на ход диагенетических процессов в закороняющихся осадках. В то же время карбонатные зерна, запечатанные такой слизью, могут сохранять свойственные им очертания, несмотря на минеральную трансформацию.

Поскольку речь зашла о бактериально-водорослевой слизи, нужно отметить, что ее роль в процессах мелководного карбонатообразования весьма существенна, и не только в связи с ее биохимической активностью, но также и со способностью стабилизировать потоки осадочного материала. В этом отношении показателен пример рифа вдоль северного побережья о-ва Ямайка со склоном, круто погружающимся на глубину в несколько сотен метров, где благодаря органической слизи обломочный материал, перемещающийся по склону, "приклеивается" к нему и участвует в латеральном наращивании склона [Goreau, Land, 1974].

Рифовые постройки. Диагенетические изменения проявляются в цементации, сопровождающейся явлениями растворения и переотложения карбонатов, трансформацией минерального состава и сменой генераций карбонатного цемента вследствие изменения условий среды, в которых оказывается органогенная постройка. В современных рифовых постройках на Бермудах и Багамах выявлено до семи типов карбонатного цемента, а в отдельных межзерновых пустотах отмечено последовательное выпадение до трех генераций цемента, что отражает смену обстановки диагенеза [Schroeder, 1974].

Цементация рифового каркаса происходит в подводных условиях и быстро. Так, органогенная постройка из склерактиниевых кораллов на севере Красного моря уже на глубине менее 60 см от наружной поверхности цементирована полностью [Friedman et al., 1974]. Цемент представлен игольчатым арагонитом и в подчиненном количестве — почти непрозрачной массой высокомагнезиального кальцита, причем арагонит кристаллизуется на поверхности сложенных арагонитом кораллов, в то время как цемент из высокомагнезиального кальцита тяготеет к остаткам кораллиновых водорослей того же минерального состава. Строгой эту зависимость считать нельзя. В формировании цемента большую роль играют водоросли, в том числе облекающие пленкой каркасные организмы. Вследствие фотосинтеза в приповерхностной части рифа создается резко выраженная щелочная среда (рН достигает 10), что вызывает, в частности, растворение и переотложение кварцевых зерен.

Исследования подводной литификации на ямайских рифах проведены Л. Лэндом и Т. Горо [Land, Goreau, 1970]. Они проследили, опускаясь с аквалангом, склон рифа на глубину 70 м. Отмечается, что полная цементация каркаса достигается в пределах метра от поверхности, причем чем ниже по склону, тем полнее проявляется она в самом верхнем слое. В этом рифе, как и в большинстве известных примеров, цементирующий карбонат представлен преимущественно высокомагнезиальным кальцитом. Он развивается в двух формах: в виде каемок отчетливо кристаллического сложения, а также в виде слойчатых корок и выполняющих пустоты в пеллетовом микрите. Каемочный цемент ямайских рифов морфологически напоминает цемент бич-рока, хотя ни о каком влиянии пресных вод здесь говорить не приходится. Слойчатые корки цементирующего высокомагнезиального кальцита выглядят нередко "микростроматолитами". Исследователи ямайских рифов обращают внимание на то, что с магнезиальным кальцитом диагенетического цемента в рифовый известняк поступают значительные количества Mg, который в процессе минеральных трансформаций способствует образованию доломита. Такой подток Mg в ямайские рифы приведет к тому, что в стабилизированном рифовом карбонате доломит составит от 30 до 50%.

Р. Мэтьюс [Matthews, 1974] подчеркивает большую роль бактерий и синезеленых водорослей в создании обстановки, в которой

в качестве цемента выпадает высокомагнезиальный кальцит. Но вместе с тем он считает, что полное заполнение межзерновых пустот в подводных условиях может достигаться при прокачке морской воды через их систему, чему способствуют волнение и приливы-отливы.

Активность водной среды, в условиях которой происходит рифообразование, отражена в характеристике цементации Бермудских рифов [Ginsburg, Schroeder, 1973]. Заполнение рифового каркаса начинается, согласно наблюдениям этих исследователей, с того, что пустоты забиваются иловыми частицами, раковинками планктонных фораминифер, остатками водорослей. В нескольких сантиметрах от "живой" поверхности начинает выпадать карбонатный цемент, а в полуметре от нее рифовый известняк является мраморно-крепким. Цемент представлен высокомагнезиальным кальцитом и в меньшей степени игольчатым арагонитом; он варьирует по размерности и морфологии кристаллических выделений, отражая изменчивость обстановок диагенеза в пределах рифовой постройки, в том числе неравномерный занос в пустоты различного материала, в частности органогенного. Высокомагнезиальный кальцит цемента состоит в основном из мозаики кристаллов размерностью 2-4 мкм и в этом отношении идентичен цементам, образующимся в мелководно-морских осадках [Ginsburg et al., 1971].

Из приведенных примеров цементации рифов и превращения органогенного каркаса в плотный рифогенный известняк особенно отчетливо вытекает такая особенность подводного диагенеза, как его единство с образованием карбонатных осадков, общность факторов и формирования источника вещества. Цементация и литификация органогенного каркаса и сопряженных с ним обломочных осадков являются по характеру процессов продолжением седиментации, но на "поровом" уровне. Причем формирование твердой породы - в данном случае не финал диагенетических превращений, а первая их стадия, поскольку диагенетические карбонаты представлены, как правило, в большинстве своем метастабильными разновидностями, которые уже в сцементированном известняке трансформируются в стабильные, что влечет частичную или полную перекристаллизацию и доломитизацию известняка.

Условия формирования рифовых построек таковы, что, хотя их рост происходит ниже уровня моря, колебания последнего приводят к выводу рифов из морской среды и изменению обстановки диагенеза. В субазальных условиях, как показывают наблюдения на рифах Красного моря [Friedman, 1973], о-ва Барбадос в Вест-Индии [Matthews, Mesoella, 1966; Matthews, 1974] и других, происходит трансформация высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный и растворение арагонита, что влечет вынос Mg (а следовательно, резкое снижение содержания доломита в будущем рифогенном известняке) и структурную переработку. Особенно интенсивны изменения под влиянием пресных вод. Бурением на рифовой террасе о-ва Барбадос установлено [Steinen,

1974], что плейстоценовые рифовые известняки в интервале 5–15 м заключают линзу грунтовых пресных вод и отличаются здесь наиболее существенными преобразованиями, выражающимися в полном растворении арагонитового материала, широком развитии микрозернистого кальцитового цемента, перекристаллизации коралловых скелетов. Ниже, 15 м состав вод в порах известняка приближается к морскому, и степень преобразования породы резко снижается.

**Сублиторальная зона.** Проблема литификации слоистых карбонатных осадков, накапливающихся на современном шельфе ниже уровня низкой воды, т.е. в условиях постоянного контакта с морскими водами, имеет два аспекта. Первый аспект – резкий переход от поверхностных обводненных карбонатных илов к их литифицированным аналогам в толще погруженных отложений. В классических областях мелководно-морской седиментации, таких, как Багамские банки и Флоридский залив, мощность современных илов измеряется несколькими метрами, и они залегают на литифицированных плейстоценовых известняках; накопление илов связано с повышением уровня океана около 4 тыс. лет назад. В течение последних 1–2 млн. лет, для которых установлены периодические эвстатические колебания уровня океана с амплитудой до 100 м, и, возможно, больше, литификация обводненных шельфовых илов – если в этот процесс не включались дополнительные факторы – носила неравномерный характер: изменение обстановки диагенеза вследствие крайнего обмеления или осушения морского дна влекло интенсификацию превращения ила в плотную породу. Именно смена диагенеза известковых илов "экзодиагенезом" [Швецов, 1960], возможно, и приводит к прекрасной сохранности тончайших деталей структуры осадка в плотной породе. Необходимо отметить, что М.С. Швецову, опиравшемуся на данные исследований современных карбонатных осадков зарубежными учеными, принадлежит идея о ведущей роли экзодиагенеза в превращении мелководно-морских карбонатных илов в породу, наследующую delicate особенности структур и текстур первых.

Второй аспект литификации современных шельфовых известковых осадков – осуществление этого процесса на поверхности дна. Одним из феноменов современного карбонатообразования, открытого морскими исследованиями, были известняки, сцементированные на дне морей – в районе Багамских банок и у берегов Флориды, в Персидском заливе в Средиземном море, на шельфе у Бразилии и т.п.

В Персидском заливе придонная литификация развивается в известковых песках на площади 70 тыс. км<sup>2</sup> в пределах глубин от 1 до 60 м, т.е. приобретает характер регионального явления [Bathurst, 1971]. Пласты сцементированного калькаренита мощностью 5–10 см встречаются на дне лагун и на морском дне, где они либо обнажены, либо перекрыты маломощными наносами карбонатного песка и залегают на неконсолидированных осадках.

Иногда обнаруживаются серии плотных пластов, разделенных рыхлыми известняковыми песками. Пески на поверхности дна цементированы совсем недавно. В одном месте поверхностный калькаренит включает остатки гончарных изделий, а обнаруженные под ним раковины моллюсков имеют возраст, определенный радиоуглеродным методом, в  $1040 \pm 180$  лет. Пески цементированы радиально-волокнистым и криптокристаллическим арагонитом, а также радиально-волокнистым или равнокристаллическим, размерностью 1-7 мкм высокомагнезиальным кальцитом. Цементация более полная у кровли плотных пластов - четкой, со следами сверления и наростами из скелетных остатков инкрустирующих организмов (устрицы, серпулиды), в то время как цемент у подошвы пластов менее плотный, отчего подошва неровная, с ответвлениями цементированной массы песка по ходам ипоедов.

Прослеживание отдельных цементированных пластов от лагун в сторону моря показало, что цемент в этом направлении развивается все более разреженно и приобретает все более ярко выраженный пятнистый характер. Физико-химическое исследование подводной цементации в лагуне Дохат-Хуссейн привело к выводу [Groot, 1969], что этому процессу благоприятствует некоторое пересыщение вод относительно арагонита. Важным условием подводной цементации являются, по мнению Э. Шинна [Shinn, 1969], низкая скорость седиментации, стабильность и высокая проницаемость осадков.

Цементированные современные известняки подняты драгой с глубин 70-100 м на континентальном шельфе у Бразилии [Mabesoone, 1971]. Они представлены калькаренитами и водорослевыми известняками. Калькарениты состоят из обломков фораминифер, моллюсков, известьевыделяющих водорослей, кораллов, мшанок, т.е. организмов, скелетные части которых в значительной степени сложены метастабильными карбонатными минералами. Органогенно-обломочный материал цементирован микрокристаллическими арагонитом и магнезиальным кальцитом. Предполагается, что формирование этого цемента стимулируется присутствующим в осадке органическим веществом, разложение которого создает обстановку, благоприятствующую частичному растворению и перетолжению метастабильных карбонатов. Цементированные водорослевые известняки состоят из остатков литотамний. Раннедиагенетическая цементация в них обусловлена, по мнению Дж. Мабезуна, трансформацией водорослевой структуры в микрит.

Э. Пурди [Purdy, 1968], отмечая широкое распространение подводной мелководно-морской цементации в районах Карибского моря и Мексиканского залива, большое значение придает деструкции карбонатного зернистого материала под влиянием бактерий и грибов, результатом чего является образование криптокристаллического карбоната.

Перечисление примеров мелководно-морской цементации карбонатных осадков можно было бы продолжить, также можно было

бы привести иные точки зрения на природу этого процесса, однако следует подчеркнуть общее: цементирующий карбонат всегда микрокристаллический и состоит большей частью из метастабильных минералов - арагонита и высокомагнезиального кальцита. Цементированный у поверхности дна карбонатный осадок представляет, по существу, каменистый грунт с его характерными признаками, на что обращает внимание Р. Бэтест [Bathurst, 1971]. Основным фактором, создающим предпосылки для поверхностной цементации и образования "каменного дна", является замедление или прекращение осадконакопления в области карбонатной седиментации. Это может быть связано с флуктуациями гидрогеологических параметров (течения, прогрев воды и др.) и с выводом участка подводной отмели или шельфа из зоны активного карбонатообразования (особенно биогенного) вследствие резкого относительного изменения уровня моря в процессе эвстатических колебаний или тектонических опусканий. Ярким примером таких погруженных участков биогенного карбонатообразования могут служить "утонувшие" рифы у южных берегов США и в районе Карибского моря, формирование которых относится к раннему послеледниковому времени; эти рифы, находящиеся сейчас на глубинах до 50 м и глубже, обладают крепко цементированной поверхностью.

Глубоководное карбонатообразование. Подводная приповерхностная литификация обнаружена и во многих местах глубоководного карбонатообразования. Литифицированные глобигериновые илы были отмечены более чем в 30 районах Средиземного моря и Атлантического океана на глубинах 200-3500 м [Fischer, Garrison, 1967]. Изученные образцы литифицированных известковых илов представляют перекристаллизованные микриты, содержащие в своем составе высокомагнезиальный кальцит и доломит. Иногда они окрашены окислами Fe и Mg, включают марганцевые конкреции и корки. А. Фишер и Р. Гаррисон считают, что литификация илов произошла за счет химического осаждения  $\text{CaCO}_3$  из морской воды.

Р. Фольк [Folk, 1971], суммируя различные сведения о цементации карбонатных осадков в морской воде, приходит к выводу, что морская вода продуцирует микритовый или волокнистый арагонит или магнезиальный кальцит и в морской воде ионы Mg легко входят в решетку кальцита, так что формирующийся в этой среде кальцит, как правило, обогащен Mg. Сейчас можно утверждать, что цементация и литификация карбонатных осадков на морском дне с образованием плотной известняковой корки, покрывающей рыхлые и обводненные осадки, - явление закономерное, независимое от глубины и определяющееся прежде всего замедлением или временной приостановкой осадконакопления. Параллельно происходит также насыщение карбонатов Mg, что при дальнейшей стабилизации минерального состава выливается в кристаллизацию доломита. Минеральная стабилизация цементированных метастабильными минералами осадков неизбежно влечет более или менее существенную



перекристаллизацию, возможно, большую, чем в смежных по разрезу осадках, литифицировавшихся под слоем перекрывающих отложений.

Процесс поверхностной литификации (ее интенсивность и полнота, минеральный состав и форма цемента), безусловно, зависит от ряда дополнительных факторов, таких, как температура и минерализация воды, течения, структурные особенности осадка, наличие органических веществ и др. Флуктуация режима карбонатной седиментации приводит к перемежаемости прослоев, испытавших и не испытавших поверхностную (по существу, синседиментационную) литификацию. Это отмечено, в частности, для современных осадков Персидского залива и подводных поднятий в Атлантическом океане.

В ориентированных пробах известковых илов с этих поднятий наблюдались чередующиеся прослой по 3–6 см литифицированных и нелитифицированных карбонатных илов [Bartlett, Greggs, 1969]. Причем литифицированы глобигерино-птероподовые разновидности, в то время как смежные с ними нелитифицированные осадки состоят из остатков разнообразных организмов. Среди последних отмечены фораминиферы, относящиеся к более холодноводным формам, чем в литифицированных прослоях. Различие литифицированных и нелитифицированных прослоев по времени формирования достигает нескольких десятков тысяч лет. Таким образом, связь чередования осадков, в разной степени подверженных поверхностной литификации, с колебанием условий карбонатакопления в данном случае налицо.

Способность карбонатных осадков к быстрой литификации имеет большое, хотя еще недостаточно осознанное, геологическое значение. В связи с этим напомним результаты исследований литификации известковых илов на гайотах, приведшие Дж. Миллимана [Milliman, 1966] к выводу, что именно ранняя литификация препятствует развитию на склонах гайотов оползаний обводненных осадков. Указанное обстоятельство следует учитывать при анализе таких явлений, как известково-иловые холмы, довольно широко распространенные в ископаемом состоянии и не нашедшие пока что всестороннего объяснения.

До сих пор рассматриваемые случаи литификации карбонатных осадков в той или иной степени противоречили привычным представлениям об этом процессе как функции геологического времени и уплотнения под тяжестью вышележающих отложений. И лишь глубоководное бурение в океанах дает примеры отчетливого прогрессивного диагенеза по мере погружения в глубину формирующейся осадочной толщи глубоководных известковых илов, довольно однородных и стабильных в минералогическом отношении.

Однако и здесь мы видим неожиданные аспекты диагенетических изменений карбонатных осадков, не прогнозирувавшиеся теоретически, в частности, очень большие глубины, на которых происходит превращение осадков в плотную породу.

В скважине глубиной 1172 м, пробуренной на поднятии Магеллана (Тихий океан) через пелагические карбонатные отложения, литифицированные известняки пошли лишь с глубины 825 м. Приводящие эти данные М. Шлягер с соавторами [Schlanger et al., 1973] показывают, как по мере превращения пелагических известковых илов в известняк микрофауна и наннопланктон частично растворяются и деструктурируются и микроорганогенная структура трансформируется в микрит, пронизанный кристаллами кальцита разного размера. Промежуточная стадия этого превращения выделяется на примере той же скважины, как стадия мела [Schlanger, Douglas, 1974]. Исследование литификации карбонатных илов в глубоководных скважинах, пробуренных в юго-западной части Тихого океана, привело к выводу о ступенчатом характере этого процесса, резких изменениях литифицирующихся осадков по физическим свойствам на определенных глубинах [Packham, Linger, 1973].

Основным выводом, вытекающим из рассмотрения различных примеров литификации и цементации современных и почти современных карбонатных осадков (а по материалам глубоководного бурения — до эоцена и древнее), является то, что интенсивность и характер диагенетических превращений тесно связаны с обстановками седиментации и структурно-минералогическими особенностями осадочных образований. Хр. Хрисчев [1970] показал, как различаются пути литификационных процессов в зависимости от структуры известковых осадков, в частности от того, насколько они отмыты от илестык частиц или сложены микрозернистой массой. Диагенетические перекристаллизация и доломитизация известняков подчас регулируют слоистую структуру осадочной толщи и служат фациальными признаками. В ходе диагенеза скелетные остатки иногда деструктурируются и "исчезают". Цементирующиеся карбонатные осадки могут в зависимости от гидрохимических параметров внешней среды насыщаться некоторыми элементами путем вхождения их в кристаллическую решетку карбонатных минералов либо обедняться ими. В первую очередь, это касается Mg, который входит в решетку кальцита при более или менее длительном соприкосновении известкового материала с морской водой, что создает предпосылки для частичной доломитизации будущего известняка.

Таким образом, определение диагенетических изменений в карбонатных породах является частью задачи по реконструкции обстановок осадконакопления. С другой стороны, установление закономерных связей между диагенетическими изменениями и обстановками накопления карбонатов открывает дополнительные возможности для прогнозирования отложений с хорошими коллекторскими свойствами — потенциальных местилец углеводородов.

ГЛАВА 3  
**НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ДОЛОМИТОВ  
ИЗ РАЗРЕЗА КАРБОНА  
И ЮРЫ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

В работе приводится характеристика типов доломитовых пород оксфордского яруса Центрального Предкавказья и окского надгоризонта юго-востока Русской платформы. Сопоставление этих отложений обусловлено тем, что при всем различии в их постседиментационной истории (в возрасте, в приуроченности к крупным геоструктурным элементам, в глубине максимальности погружения) и условиях залегания на современном этапе они формировались в сходных физико-географических условиях, характерных для эпиконтинентальных морей аридных областей. Единственное различие состояло в том, что накопление окской толщи происходило в центральной части крупного эпиконтинентального бассейна, а накопление оксфордской — в небольшом эпиконтинентальном бассейне, примыкавшем к геосинклинальному и сохранявшем с ним открытую связь в течение всего века. Сопоставление особенностей доломитов этих толщ помогает выяснению деталей их формирования и некоторых общих черт, что дает возможность более обоснованно судить об их генезисе.

**ЮРА ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Отложения оксфордского яруса были изучены на территории, охватывающей южную окраину Скифской эпигерцинской плиты, в пределах которой выделяется Адыгейский выступ, Восточно-Кубанская впадина, Минераловодский выступ и Лабино-Малкинская моноклиальная зона. Последняя представляет собой самую южную часть плиты, "втянутую" в поднятие Большого Кавказа на орогенном этапе его развития [Милановский, Хаин, 1963]. Отложения изучались в полосе выходов, протягивающейся от р. Белой на западе до р. Черек Балкарский на востоке, и в разрезах скважин ряда разведочных площадей, расположенных севернее.

В составе карбонатной толщи оксфорда в пределах всего Предкавказья выделяются две регионально прослеживаемые свиты [Конюхов, 1958, 1959], из которых нижняя, преимущественно известняковая и выдержанная по составу слагающих пород, в основном своем объеме отвечает нижнему оксфорду. Верхняя характеризуется большей изменчивостью, большим распространением доломитовых пород, отвечает в основном верхнему оксфорду и на большей части территории своего развития рассматривается И.А. Конюховым как свита зернистых доломитов. Обе свиты про-

слеживаются к востоку и западу от внутренних районов Минераловодского выступа, где оксфордский ярус представлен терригенно-карбонатной толщей.

В оксфордской толще доломиты разнообразны в отношении структур, состава, форм залегания. В нижнеоксфордских отложениях основным типом доломитовых пород являются тонкозернистые доломиты, залегающие в подошве карбонатной толщи в виде выдержанных по простиранию пластов, характеризующихся региональным распространением в пределах всего Предкавказья, начиная от р. Белой на западе и до Известнякового Дагестана на востоке.

Породы очень равнозернисты состоят из зерен кальцита и доломита, неразличимых по размеру и форме и распределенных пятнисто. Степень доломитности в пределах пласта в среднем от 50 до 95%. Местами доломитовый пласт замещается по простиранию глинами монтмориллонитового состава. Другой тип доломитовых пород связан со своеобразными микробрекчиевидными ра ностями, сложенными обломками водорослевых желваков и корок, полости между которыми заполнены микро- или тонкозернистым карбонатом. Микробрекчиевидные породы чередуются в разрезе с ненарушенными и лишь частично нарушенными водорослевыми корками, образуя иногда очень правильные ритмы. Породы представляют собой типичные брекчии растрескивания, образование которых связано с периодическими обмелениями бассейна, выведением водорослевых корок выше уровня воды и захоронением их обломков в перекрывающих илах при последующем углублении бассейна. Обломки водорослевых корок всегда имеют известковый состав, состав цементирующей массы в различных типах микробрекчиевидных пород может быть различным. В микробрекчиевидных доломитовых известняках цементирующая масса представлена тем же тонкозернистым материалом, который слагает описанные выше пластовые доломиты.

В отложениях верхнеоксфордской толщи выделяются пять фациальных комплексов, в составе которых в большинстве случаев присутствуют и доломитовые породы: 1 - комплекс отложений барьерных рифов; 2 - комплекс тыловых фаций барьерных рифов; 3 - комплекс отложений органогенных построек, не являющихся барьерными рифами; 4 - комплекс отложений, заполняющих лагуны среди органогенных построек, не являющихся барьерными рифами; 5 - нормально слоистые отложения в областях отсутствия органогенных построек.

Комплекс отложений барьерных рифов установлен в двух районах, ограничивающих рассматриваемую территорию с запада и востока. Одна полоса барьерных рифов вытянута в меридиональном направлении и располагается западнее р. Белой. Вторая полоса ориентирована субширотно, достоверно устанавливается начиная с бассейна р. Черек Балкарский и протягивается к востоку от него [Хаин, Ломизе, 1961; Соловьев, 1964; и др.].

В настоящей работе не рассматриваются особенности доломитообразования на рифах, хотя в ряде случаев в строении рифовых массивов оксфорда доломиты играют основную роль.

Отложения тыловых фаций барьерных рифов развиты в западных и восточных районах рассматриваемой территории. На западе они примыкают к меридиональной рифовой цепи, их распространение ограничено южной частью бассейна р. Белой (от станции Даховской до хребта Каменное Море). На востоке полоса этих отложений располагается севернее субширотной рифовой цепи и протягивается от р. Баксан за пределы рассматриваемой территории вплоть до Известнякового Дагестана. Отложения представлены мощной (до 200 м) и довольно выдержанной по составу толщей разнозернистых доломитов. Толща массивная, местами грубослоистая. В ее нижней части присутствуют микробрекчиевидные и онколитово-детритовые доломитовые известняки, в верхней — пласты строматолитовых, копролитовых и онколитовых известняков. В отдельных районах наблюдается замещение части доломитовой толщи слоистыми пачками строматолитовых и микрозернистых известняков, совершенно недоломитизированных и отличающихся повышенной битуминозностью. Такие пачки образуют линзовидные тела, прослеживающиеся на небольших расстояниях и представляющие собой отложения лагун со специфическим составом фауны.

В толще доломитов содержится разнообразная морская фауна (иглокожие, брахиоподы, пелециподы, мшанки и др.), свидетельствующая о формировании осадков в условиях открытого бассейна.

Слагающие толщу доломиты представляют собой весьма разнозернистые породы (размер зерен от 0,05 до 1 мм). Степень их доломитности колеблется в среднем от 80 до 95%. Форма зерен разнообразная — от четко ромбоэдрической до совершенно неправильной, лапчатой. Помимо скелетных остатков фауны, в доломитах присутствуют реликты онколитов, комков, сгустков, включенных в одно или в группу сросшихся между собой зерен и почти полностью утеревших свою структуру. От форменных элементов сохраняются лишь пелитовые частицы карбоната, фиксирующие концентры онколитов, контуры комков, сгустков, а также пылеватые налеты пирита по концентрам онколитов (рис. 2, вкл. в конце книги).

Основная часть форменного элемента приобретает строение монокристалла, имеющего единую ориентировку с окружающим его кристаллическим зерном. Если форменный элемент захвачен группой сросшихся между собой зерен, каждая его часть приобретает ориентировку, единую с захватившим его зерном. Это явление сходно с образованием пойкилитового цемента, с той разницей, что пойкилитовые зерна прорастают не только поровое пространство, но и цементируемый материал и срастаются между собой. Такие внутриверновые реликты присутствуют в разнозернистых доломитах в большом количестве и позволяют установить структуру осадков, из которых эти породы образовались.

Судя по реликтам, преобладающим типом осадков являлись скопления онколитов с пустыми промежутками между ними и небольшими полостями, заполненными иловым материалом. В структуре пород полости представляют собой участки, лишенные реликтов и сложенные зернистой массой, отличной от зернистой массы основной части породы, но сходной с карбонатом, который слагает пластовые доломиты, залегающие в подошве толщи. Породообразующие онколиты состояли из  $\text{CaCO}_3$ , во всяком случае отдельные их концентры, поскольку таков состав пелитовых частиц внутризерновых реликтов.

Органогенные постройки, не являющиеся барьерными рифами, развиты в центральных районах рассматриваемой территории, где встречаются в виде обособленных тел или образуют цепочки. В составе органогенных построек в их современном виде присутствуют разнозернистые известковые доломиты и доломитовые известняки, образующие неправильные линзы и пятна. Степень доломитности и структурные особенности этих доломитовых пород зависят от того, с каким типом органогенных известняков они связаны. Существенную часть некоторых органогенных построек составляют микробрекчиевидные доломитовые известняки. Средняя доломитность разреза отложений верхнего оксфорда этого типа гораздо ниже средней доломитности толщи разнозернистых доломитов.

В комплексе отложений, заполняющих лагуны в зоне органогенных построек, доломиты не встречаются. Породами с наибольшей степенью доломитности здесь являются слабо доломитовые микрозернистые известняки, содержащие примесь ромбоздрических зерен доломита. Их структуру даже нельзя назвать порфиroidной, так как ромбоздры лишь немного крупнее микрокристаллов кальцита. В основном отложения лагун представлены чистыми известняками, микрозернистыми и строматолитовыми. В нормальнослоистой толще, в областях отсутствия органогенных построек, доломитовые породы присутствуют в ограниченном количестве. Здесь преобладают хорошо выдержанные прослои порфиroidных доломитовых известняков и известковых доломитов, иногда характеризующихся повышенным, против других типов доломитовых пород, содержанием глинистой примеси. В структурном отношении породы представляют собой микрозернистые и копролитовые известняки, с большей или меньшей плотностью насыщенные ромбоздрами доломита размером до 0,08–0,1 мм.

Существует связь между степенью доломитности пород и содержанием в них глинистой примеси, которые до определенного предела растут параллельно. В порфиroidных породах, связанных с копролитовыми разностями, содержание глинистой примеси не превышает 10–12%, в порфиroidных породах, связанных с микрозернистыми разностями, – 15–20%. При одном и том же содержании глинистой примеси доломитность порфиroidных пород первого типа выше, чем второго. При содержании глинистой примеси > 20–

25% связь между глинистостью и доломитностью пород уже не проявляется, и среди мергелей существенно доломитовых пород нет. Порфиroidные породы часто залегают среди чистых известняков, совершенно не затронутых доломитообразованием. Средняя доломитность слоистой толщи верхнего оксфорда ниже средней доломитности органогенных построек.

В целом доломитовые породы оксфордской толщи характеризуются следующими особенностями, позволяющими судить об их генезисе.

1. Различные фациальные комплексы отличаются по типу присутствующих в них доломитов и по средней доломитности.

2. В толще присутствуют пластовые равнозернистые доломиты, образование которых можно связывать только с первичным накоплением Mg. Региональное распространение этих доломитов при сохранении однородной структуры и при наличии фациального замещения глинами на отдельных участках не позволяет связывать их образование ни с вертикальной, ни с латеральной фильтрацией магнийсодержащих растворов на стадии катагенеза. Образование пород с подобной структурой и с подобным распределением кальцита и доломита обычно рассматривают как результат одновременного роста кальцитовых и доломитовых кристаллов в ходе перераспределения вещества в существенно магнизиальных игах [Страхов, 1956; Зеленев, 1956]. Предположению, что равнозернистые пластовые доломиты могли образоваться в результате доломитизации микрозернистых известняков, противоречит то, что в изученной толще доломитизация таких известняков приводила к возникновению не равнозернистых, а порфиroidных структур.

3. Тип осадка и тип формирующейся в результате его преобразования доломитовой породы тесно связаны. Так, например, формирование микробрекчиевидных доломитовых известняков связано с преобразованием осадков, в которых Mg присутствовал только в цементирующей массе. Различие, сохранившееся в составе цементирующего (доломитового) и цементируемого (известкового) материала, является показателем того, что доломитообразование происходило в осадке, когда еще существовало значительное различие между твердыми обломками водорослевых корок и рыхлым илом.

4. Степень доломитности пород определенного структурно-генетического типа не зависит от того, залегают ли они среди известняков или среди доломитов. Прослой чистых строматолитовых известняков, встречающиеся как среди известняков, так и среди разномзернистых доломитов верхнего оксфорда, обладают в обоих случаях одинаковым составом и структурой.

Все отмеченные особенности указывают на индивидуальный характер доломитообразования в осадках (породах) различного типа, что ставит сам процесс в зависимость от условий осадконакопления и позволяет рассматривать подавляющее большинство доломитов оксфордской толщи как породы седиментационно-диагенетического происхождения.

В отношении происхождения разномерных доломитов верхнего оксфорда эти представления подтверждаются результатами изучения типоморфных особенностей слагающих их кристаллов. Как уже отмечалось, исходным для образования разномерных доломитов осадком явились скопления онколитов с полыми промежуточными между ними и небольшими полостями, заполненными иловым материалом. По этим двум элементам осадка образовались зерна различного габитуса: полиэдрические зерна доломита и кальцита, размером 0,05–0,07 мм, по иловому материалу (зерна I генерации), и груборомбоэдрические зерна доломита, размером 0,08–0,16 мм, по онколитам (зерна II генерации) (рис. 3, вкл. в конце книги). Образование первых происходило путем одновременной кристаллизации кальцита и доломита в иловой массе. Образование груборомбоэдрических зерен могло осуществляться двумя путями: путем зарождения центров кристаллизации в самих онколитах и дорастания зерен в свободном пространстве пор или путем выделения из поровых вод и последующего прорастания онколитов.

Явление растворения вещества онколитов если и имело место, то в микрообъемах, поскольку детали их строения сохранились очень отчетливо. Выделение полиэдрических зерен в качестве первой, а груборомбоэдрических в качестве второй генерации достаточно условно. Единственным указанием на более позднее образование груборомбоэдрических зерен является то, что они хуже окристаллизованы на контакте с участками, сложенными полиэдрическими зернами и, видимо, уже затвердевшими к моменту роста груборомбоэдрических зерен. Во всяком случае, в результате формирования груборомбоэдрических зерен было заполнено поровое пространство и закончилась литификация осадка. Образовавшаяся порода состояла из изометрических зерен, сочленяющихся по более или менее прямолинейным контактам.

Дальнейшее изменение структуры выразилось в перекристаллизации, в результате которой возникли неправильных очертаний зерна с микростилюлитовыми или взаимопроникающими контактами (зерна III генерации). Такого типа зерна (рис. 4, вкл. в конце книги) образуются при перекристаллизации в ходе растворения и дифференциального перетопления вещества, обусловленного воздействием давления нагрузки на стадии катагенеза [Юпелиевич, 1965; Логвиненко, 1968; Мамет, д'Альбиссин, 1971]. Следовательно, образование неправильно лапчатых зерен является результатом перекристаллизации ранее образовавшихся доломитовых зерен. В процессе перекристаллизации размер некоторых зерен существенно укрупнился. Вместе с тем сохранились участки, не затронутые перекристаллизацией. В результате образовались разномерные, сильно уплотненные породы.

Зерна последней, самой поздней генерации слагают мелкие прожилки перекристаллизации, густой сетью пронизывающие породу и хорошо заметные в шлифах благодаря большей прозрач-



ности (рис. 5, вкл. в конце книги). Перекристаллизация на этой стадии привела к образованию резко идиоморфных ромбоэдров, размером 0,1–0,2 мм (зерна IV генерации). Сохранение идиоморфизма зернами последней генерации связано с тем, что ни в процессе их образования, ни позднее порода не испытывала воздействия растущих давлений. Процесс перекристаллизации развивался в ходе растворения и частичного выноса карбонатного вещества. На это указывает присутствие в прожилках перекристаллизации как открытых пор, так и интерстиций, заполненных черным пиритизированным материалом, остаточным после полного растворения зерен с реликтами. В появившемся пустотном пространстве другие зерна получили возможность регенерироваться и приобрести правильные кристаллографические очертания. При регенерации пелитовые частицы внутризерновых реликтов, ранее располагавшиеся в различных частях зерна, сосредоточились в его центральной зоне. В отличие от зерен II и III генераций зерна IV генерации имеют плотное темное ядро ромбоэдрической формы.

Таким образом, присутствие в породах зерен различного размера и формы является результатом последовательно сменявшихся процессов: 1 – кристаллизации ила в замкнутых полостях; 2 – замещения цементируемого материала и его цементации; 3 – перекристаллизации под давлением в ходе дифференциального переотложения (первая фаза перекристаллизации); 4 – перекристаллизации в ходе растворения и выноса вещества (вторая фаза перекристаллизации). Из четырех зафиксированных в структуре породы процессов первый, исходя из ранее высказанных соображений, – диагенетический, два последних – катагенетические, поскольку более ранний в них осуществлялся под воздействием давления нагрузки. Катагенетические процессы не сопровождалась выносом вещества и заключались в преобразовании уже имевшихся доломитовых зерен. Тем самым можно достаточно определенно наметить интервал времени, когда шел процесс образования доломитовых зерен, замещающих цементируемый материал.

Начавшись несколько позднее кристаллизации ила в замкнутых полостях, этот процесс должен был закончиться к началу первой фазы перекристаллизации, когда началась деформация уже сформированных доломитовых зерен. Теоретически здесь возможны два варианта: этот процесс мог происходить и в диагенезе, и на той стадии катагенеза, которая предшествовала первой фазе перекристаллизации. Однако если учесть, что отрезок времени, предшествующий первой фазе перекристаллизации, отвечал прогрессивному погружению оксфордской толщи, т.е. начальному или глубинному катагенезу, то второй вариант практически становится невозможным.

В ходе начального и глубинного катагенеза не возникает условий для активного перемещения подземных вод. Солевой состав вод при этом в основном определяется составом вмещающих пород и, в несравненно меньшей мере, изначальным составом самих вод

[Страхов, 1960, 1971; Копелиович, 1965]. Для того чтобы допустить метаморфизирующее воздействие подземных вод, необходима хотя бы их активная циркуляция. И если доломитизация в результате воздействия подземных вод возможна в эпохи подъема и активизации водообмена, к тому же при наличии источников Mg внутри самой карбонатной толщи, как это имеет место в случаях, описанных В.Н. Холодовым, Г.В. Комаровой, А.К. Лисицыным [1973], то применительно к оксфордской толще с ее конкретной историей постседиментационных преобразований такая возможность исключается.

Условия накопления тех преимущественно онколитовых осадков, из которых формировались разнозернистые доломиты, допуская поступление Mg непосредственно из вод бассейна. Скопления онколитов образовывали пологие отмели и местами разобцались небольшими лагунами, отложения которых присутствуют в толще разнозернистых доломитов в виде пачек слоистых известняков. Если учесть, что в самих лагунах формировались строматолиты, то толщину слоя воды над отмелью можно исчислять буквально метрами. В этой обстановке Mg мог поступать в осадок в результате фотосинтезирующей деятельности водорослей и интенсивного прогрева вод. О том, что в оксфордском бассейне в целом мелководье и прогрев вод являлись одной из причин поступления Mg в осадок, говорит тот факт, что именно в илах известково-магнезиального состава захоронялись обломки водорослевых корок при формировании микробрекчиевидных пород. Поскольку осадки этого типа формировались сразу же вслед за осушением отдельных участков дна, естественно предположить, что глубины бассейна характеризовались в эти отрезки времени минимальными значениями.

Непосредственно в периоды обмелений частично осушались сами отмели, о чем свидетельствует присутствие в верхней части слоев раздробленных онколитов или "битых оолитов", как называл их И.А. Конюхов [1959]. В эти периоды становился возможным тот процесс, который имеет место в настоящее время на Багамских банках и на отмелях у побережья Флориды [Фридман, Сендерс, 1970]. Он заключается в миграции поровых вод сквозь осадки и последовательном повышении их минерализации в результате испарения в надприливной полосе, которое заканчивается непосредственным выделением доломита. Возможно, этот процесс был одним из основных в общем балансе поступавшего в толщу Mg. В периоды относительного углубления бассейна Mg мог извлекаться из морских вод раковинами животных и онколитами в ходе инверсии арагонита в высокомагнезиальный кальцит до захоронения остатков, а затем выделяться в поровые воды после их захоронения. Как показано американскими исследователями [Сендерс, Фридман, 1970], Г.Н. Ельциной, Е.М. Емельяновым [1975] и В.Н. Золотаревым [1976], этот процесс имеет широкое распространение в современных открытых морях и приводит к заметному обогащению Mg поровых вод.

Характерно, что разномерные доломиты распространены на востоке и западе рассматриваемой территории, т.е. там, где эпиконтинентальный бассейн непосредственно примыкал к геосинклинальному. Влияние геосинклинального бассейна, очевидно, проявляется в том, что поступление его вод способствовало поддержанию уровня щелочного резерва и пополнению убыли  $MgCO_3$ , имевшей место в водах эпиконтинентального бассейна при интенсивном извлечении магниевых солей. В итоге наиболее обогащенными доломитом среди осадков оксфордского эпиконтинентального бассейна оказались осадки самой открытой его части.

### КАРБОН РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Доломиты окского надгоризонта юго-востока Русской платформы были изучены в районе, охватывающем Оренбургский и Жигулевско-Пугачевский своды, Бузулукскую впадину и прилегающую к ней часть внешней бортовой зоны Прикаспийской синеклизы. Доломиты надгоризонта связаны с фаціальными комплексами обособленной сульфатнакопляющей лагуны и полосы биогермов, окаймлявших эту лагуну. С фаціальным комплексом лагуны связаны только седиментационные доломиты: микромерные, строматолитовые и сгустково-онколитовые. В комплексе отложений, накопившихся в полосе биогермов, помимо седиментационных, присутствуют метасоматические доломиты. Часть доломитов может быть отнесена к метасоматическим условно. Это — очень однородные, лишенные всякой фауны тонкозернистые слабо известковые и чистые доломиты двух типов, соответственно сложенные зернами 0,02–0,03 и 0,03–0,04 мм. Высокая степень доломитности и выдержанность состава позволяют считать, что они образовались путем кристаллизации существенно магниевых илов при отсутствии или очень слабом проявлении метасоматоза. К типично метасоматическим, но пользующимся ограниченным распространением разностям относятся порфиридные доломитовые известняки.

Наиболее распространенными среди типично метасоматических доломитов являются яснозернистые доломиты, содержащие комплекс нормально морской фауны и характеризующиеся изменчивостью состава и структурных особенностей. Среди пород этого типа встречаются известковые, слабо известковые и почти чистые доломиты. Породы неравномернозернистые, в них обособляются участки с мелко- и разномерной структурой, однако в целом размер зерен редко превышает 0,2 мм. Участки с большей и меньшей степенью доломитности в структурном отношении неразличимы. Остатки фауны представлены в основном иглокожими, брахиоподами, кораллами и распределены неравномерно. Преобладают остатки кораллов, содержащиеся местами в очень большом количестве. Степень сохранности их различна. Остатки с хорошо сохранившейся внутренней структурой скелета редки; большая часть реликтов сохраняет только форму кораллового скелета,

внутренняя структура их изменена. Типоморфные особенности зерен, замещающих скелетные остатки, те же, что и в основной массе породы, иногда зерна отличаются по размеру.

В гораздо меньшем количестве присутствуют внутризерновые реликты, представляющие собой скопления пелитовых карбонатных частиц, нечетко оконтуренные и неясного генезиса. Местами породы содержат обильную инкрустацию, отдельные участки заняты сплошь инкрустационными образованиями. За исключением волокнистых агрегатов инкрустации, породы слагаются зернами, среди которых не представляется возможным выделить разновидности, развившиеся по разным элементам первичной структуры. Подавляющая часть зерен имеет неправильную форму, сростается по выпукловогнутым, часто микростилолитовым, контактам, т.е. несет следы перекристаллизации под давлением.

В отличие от разномерных доломитов оксфордского яруса окские разномерные доломиты претерпели большую переработку в ходе перекристаллизации под давлением. Она существеннее по охвату всего объема породы, но не по интенсивности самих преобразований: в окских доломитах меньше распространено явление взаимопроникновения, сростания зерен, мельче их размеры. Наиболее перекристаллизованные участки в окских доломитах имеют мелкозернистую структуру, лишенную всяких остатков фауны. По степени доломитности такие участки ничем не отличаются от менее перекристаллизованных участков, что указывает на отсутствие связи между процессами перекристаллизации и доломитообразования. Таким образом, хотя в окских разномерных доломитах и не заметно следов начальных этапов преобразования осадка, очевидно, что их структура сложилась в ходе перекристаллизации на стадии катагенеза уже сформировавшихся доломитовых пород.

Гораздо менее распространены среди окских метасоматических доломитов являются среднезернистые известковые доломиты, состоящие из зерен ромбоэдрической формы, сростающихся по прямолинейным границам. В подчиненном, а местами в соизмеримом количестве присутствуют и ксеноморфные зерна. Во внутренних частях ромбоэдров содержатся плотные скопления пелитоморфных зерен или сплошные участки пелитоморфной структуры. Такие участки могут располагаться асимметрично по отношению к вмещающему зерну, но часть ромбоэдров имеет очень четкое зональное строение. Асимметричное положение внутризерновых реликтов является результатом интенсивного растворения, следы которого несут края многих ромбоэдрических зерен. Доломиты такого типа описаны С.Г. Вишняковым [1956] в веневском горизонте западных районов Русской платформы и рассматриваются им как эпигенетические. Особенность формирования пород, по мнению С.Г. Вишнякова, состоит в том, что вначале за счет мелкозернистого кальцита образуется скрытокристаллический, различно ориентированный агрегат доломита, который затем перекристаллизуется в яснозернистый.

Сопоставляя структурные особенности этих и разнозернистых доломитов оксфордского яруса, можно предположить, что такие ромбоэдры могли образоваться и не за счет замещения микрозернистого известняка, и что хотя они и оформились в катагенезе, но за счет перекристаллизации доломитовых зерен более ранних генераций. О генезисе этих доломитов судить трудно, так как в их структуре зафиксированы лишь процессы, происходившие на стадии катагенеза: перекристаллизация в условиях нарастающего давления (ксеноморфные зерна с микростигмолитовыми контактами), перекристаллизация при отсутствии роста давлений (ромбоэдрические зерна), растворение (ромбоэдрические зерна со следами растворения). В отличие от разнозернистых доломитов окского надгоризонта в рассматриваемых доломитах устанавливаются следы не одной, а двух фаз перекристаллизации; в отличие от разнозернистых доломитов оксфорда в них устанавливаются следы преобразований, следующих за второй фазой перекристаллизации. Катагенетические процессы привели здесь к полному уничтожению первичной структуры, от которой остались только сильно преобразованные внутризерновые реликты.

Многие из особенностей, позволяющих судить о генезисе оксфордских доломитов, характерны и для доломитов окской толщи. Прежде всего это касается особенностей распределения доломитов по различным фаціальным комплексам отложений с той разницей, что распределение окских доломитов характеризуется более отчетливой связью с физико-географической зональностью водоема. Если в оксфордской толще определенные фаціальныe комплексы различаются по типу присутствующих в них седиментационно-диагенетических доломитов, то в окской толще, как уже отмечалось, речь идет о фаціальной приуроченности седиментационных и метасоматических доломитов. Для окской толщи вообще характерно очень ограниченное распространение известково-доломитовых пород с соизмеримыми количествами кальцита и доломита, что, по-видимому, можно рассматривать как результат резкого обособления участков дна с различными типами формирующихся осадков. В отношении окских доломитов неясен вопрос о генезисе среднезернистых доломитов с внутризерновыми реликтами. Что же касается разнозернистых доломитов с комплексом нормально морской фауны, то они являются типичными седиментационно-диагенетическими образованиями.

Окские разнозернистые доломиты сформировались по отложениям биогермов, основными пороодообразователями в которых были кораллы и синезеленые водоросли. Физико-географическая обстановка в период их накопления характеризовалась аридным климатом территории, где располагался бассейн, его мелководным характером, периодическими обмелениями, временами приводившими к осушению отдельных участков дна, и существованием самих биогермов. Наличие биогермов создавало расчлененный рельеф дна, что в условиях аридного климата и малых глубин бассейна приводило к необы-

чайной пестроте в распределении обстановок седиментации и типов формирующихся осадков. На небольших расстояниях обстановка нормального бассейна сменялась обстановкой замкнутой лагуны, та же смена обстановок происходила и в краткие отрезки времени. В таких условиях в отложения, образовавшиеся на участках с нормальной соленостью вод, Mg мог поступать теми же способами, что и при формировании оксфордских доломитов. Сверх того могли существовать еще два механизма обогащения доломитом только что сформированных осадков и толщи в целом. Первый заключался в просачивании через пористые осадки дна вод замкнутых лагун, превращенных в рассолы с повышенными значениями Mg/Ca; второй — в накоплении первичных доломитов в обособленных участках дна.

Сопоставление седиментационно-диагенетических доломитов рассматриваемых возрастных комплексов показывает, что и те и другие сформировались в морских бассейнах, располагавшихся в областях аридного климата; осадконакопление происходило на фоне периодических обмелений бассейна; необходимым условием образования доломитов в обоих случаях являлось широкое развитие синезеленых водорослей. Различие заключается в следующем. Периодические обмеления, которые происходили в окском бассейне, приводили к осушению участков дна только в веневское время, в михайловское время признаков такого осушения нет. Тем не менее в михайловском горизонте доломиты распространены очень широко. Следовательно, осушение участков дна как один из факторов доломитообразования в окское время не имело характера обязательного. В оксфордском бассейне фактор периодического осушения дна и выведения отложений в приливно-отливную зону, по-видимому, приобрел решающее значение.

### СТРУКТУРЫ ЯСНОЗЕРНИСТЫХ ДОЛОМИТОВ

Изучение структур яснозернистых доломитов приобретает особенно большое значение, когда в них отсутствуют участки первичной структуры осадка (породы) и когда они представляют собой сплошные зернистые агрегаты. В этом случае типоморфные особенности слагающих их зерен, типы зернистых структур могут служить основным диагностическим признаком, позволяющим судить об условиях образования породы. Такое направление в изучении доломитов наиболее последовательно разрабатывалось Г.И. Теодоровичем [1950] и С.Г. Вишняковым [1956]. Именно С.Г. Вишняковым было сформулировано положение о том, что различные генетические типы доломитов обладают различными и характерными для каждого из них структурами. В результате работ этих исследователей сложились представления о типоморфных особенностях доломитовых зерен, развивающихся в разных условиях. Согласно представлениям этих ученых, полиэдрическая и округлополиэдрическая форма характерна для зерен, образующихся на стадии диагенеза и кристал-

лизующихся вокруг одновременно возникающих многочисленных центров в условиях свободного подтока магнийсодержащих растворов. Идиоморфная ромбоэдрическая форма характерна для зерен, развивающихся длительно, вокруг редких центров, в условиях затрудненного роста и медленного подтока магнийсодержащих растворов (согласно Г.И. Теодоровичу, — в позднем диагенезе; согласно С.Г. Вишнякову, — в катагенезе). С.Г. Вишняков, кроме того, отмечал, что зерна, развивающиеся на стадии катагенеза, между соприкасающимися ромбоэдрами имеют ксеноморфные очертания.

В рассматриваемых толщах выделено четыре типа зернистых структур. В соответствии с терминологией, принятой при характеристике структур карбонатных пород, среди них различались яснозернистая и порфиридная. При подразделении яснозернистых структур в качестве основного признака рассматривалась степень идиоморфизма слагающих породу зерен. Для обозначения различных типов яснозернистых структур было использовано понятие об эвгедральной, субгедральной и ангедральной форме зерен, которое содержит только представление о степени их идиоморфизма.

Структура первого типа, субгедральнозернистая, характерна для яснозернистых доломитов, состоящих из изометрических зерен (полиэдрических, округлополиэдрических, груборомбоэдрических). Все зерна обладают равной, но невысокой степенью идиоморфизма и срастаются между собой по ровным, прямо- или криволинейным границам (рис. 6, вкл. в конце книги). По контактам между зернами иногда развиты пленки пелитового материала, представляющие собой остаточное вещество осадка, оттесненное при кристаллизации зерен. Используя критерии Г.И. Теодоровича и С.Г. Вишнякова, образование такой структуры следует отнести к раннему диагенезу.

Структура второго типа, порфиридная, характерна для известково-доломитовых пород, состоящих из ромбоэдрических зерен, местами срастающихся по прямолинейным границам, а местами разобщенных интерстициями или целыми участками породы, сохранившими известковый состав и первичную структуру, микрозернистую или комковатую. Наиболее характерной особенностью структуры второго типа является то, что ксеноморфизм части присутствующих в породе зерен проявляется очень своеобразно. На тех участках, где ромбоэдры срастаются между собой, образуются не типично ксеноморфные, лапчатые зерна, а недоразвитые ромбоэдры, сохраняющие идиоморфизм там, где они контактируют с известковой частью породы, и не развивающиеся на контактах с идиоморфными ромбоэдрами (рис. 7, вкл. в конце книги).

Сопоставление структур первого и второго типов позволяет выделить основное различие в условиях их образования. Оно состоит не в количестве центров роста зерен, а в том, что при формировании структур первого типа эти центры возникали одновременно, при формировании же структур второго типа процесс зарождения центров был растянут во времени. Недоразвитые ромбоэдры

образовались в результате того, что их рост происходил позднее роста идиоморфных зерен. Последовательное возникновение все новых и новых центров кристаллизации приводит к появлению еще большего количества недоразвитых ромбоэдров, к еще большему различию в степени идиоморфизма слагающих породы зерен, но не к возникновению структуры, в которой все зерна обладают равной степенью идиоморфизма. Даже в случае полного замещения исходного вещества осадка или породы зернистым агрегатом, сформировавшимся в ходе последовательного образования центров кристаллизации, не возникнет структура, подобная той, которая формируется в ходе одновременного роста зерен. Переход между структурами первого и второго типа невозможен, так как каждая отвечает определенным условиям роста зерен и является отражением этих условий.

Очевидно, что процесс образования порфиroidной структуры был длительным; гораздо сложнее решить вопрос о том, на какой стадии формирования породы он происходил. В рассматриваемом случае этот процесс захватывал весь диагенез, включая и поздний, и, видимо, продолжался в катагенезе. Однако и на последней стадии он являлся результатом перераспределения материала самой породы. На это указывает внутрипластовая приуроченность процесса, связанного только с породами определенного типа, низкая степень преобразованности этих пород в целом, а также резкое отличие образовавшихся в ходе этого процесса порфиroidных структур от тех структур, которые возникают в ходе катагенетической доломитизации пород. Участки безусловно катагенетической доломитизации были отмечены в породах различного типа, это всегда участки очень сильной преобразованности пород в целом, выражающейся не только в появлении крупных идиоморфных ромбоэдров, но и в сильной перекристаллизации кальцитовых частей пород. Структура такого типа характерна для отдельных участков пород, в то время как порфиroidная структура характерна для пласта породы в целом, хотя плотность распределения ромбоэдров в его пределах меняется существенно.

Структура третьего типа, ангедральнозернистая, характерна для яснозернистых доломитов, в которых преобладают ксеноморфные, лапчатые зерна, срastaющиеся между собой по сильно извилистым, местами микростилолитовым контактам (рис. 8, вкл. в конце книги). Ксеноморфизм зерен в этих породах не определяется тем, что они образовались в промежутках между идиоморфными зернами. Ксеноморфные зерна срastaются между собой, образуя сплошной агрегат, для которого типично явление взаимопроникновения зерен. Подобные соотношения зерен минерала с такой большой кристаллизационной силой, как у доломита, указывают на то, что форма их вторична, что она уложилась в результате преобразования зерен, возникших ранее. Причину такого преобразования можно видеть только в одном — в перекристаллизации под давлением. Очевидно, можно считать, что ангедральнозернистая структура образуется в результате перекристаллизации исходных доломитовых пород на стадии катагенеза.



О формировании такой структуры в ходе глубокой перекристаллизации пород свидетельствуют такие характерные для них явления, как облачное погасание зерен, срастание зерен и приобретение ими единой оптической ориентировки. Прослежено, что ангедральнозернистая структура является результатом преобразования всех разновидностей субгедральнозернистых структур. В принципе в результате тех же преобразований возможен и переход от порфиroidной к ангедральнозернистой структуре, однако нами такие соотношения не наблюдались.

В породах с порфиroidной структурой, даже на участках очень плотного прорастания ромбоздрами, контакты между ними прямолинейны, отсутствуют микростиллолитовые границы и явление взаимопроникновения зерен. Отсутствие следов перекристаллизации под давлением отмечается даже в тех случаях, когда порфиroidные доломиты залегают внутри толщи сильно перефкристаллизованных доломитов. Различие в степени преобразованности порфиroidных и яснозернистых пород, залегающих в одном разрезе и испытавших равное воздействие давления нагрузки, может быть истолковано двояко. Оно может быть следствием того, что в породах с порфиroidной структурой всегда присутствует микрзернистая масса, более пластичная и препятствующая концентрации напряжений у границ зерен яснозернистой размерности. Вместе с тем оно может являться следствием того, что в порфиroidных доломитах рост ромбоздрических зерен продолжался в тот отрезок времени и в тех условиях, когда в яснозернистых доломитах уже шла перекристаллизация. Последнее кажется более вероятным и служит подтверждением того, что рост ромбоздрических зерен в породах с порфиroidной структурой захватывал и стадию катагенеза.

Структура четвертого типа, эвгедральнозернистая, характерна для яснозернистых доломитов, большая или значительная часть зерен в которых имеет форму идиоморфных ромбоздров, часто с четким зональным строением (рис. 9, вкл. в конце книги). В оксфордских доломитах с такой структурой идиоморфные ромбоздры распределены в виде прожилков перекристаллизации, развившихся на фоне породы с ангедральнозернистой структурой. Подобные соотношения позволяют связывать образование идиоморфных ромбоздров со второй фазой перекристаллизации, происходившей позднее перекристаллизации под давлением.

В окских яснозернистых доломитах эта структура выражена несколько иначе. Идиоморфные зональные ромбоздры, морфологически однотипные с ромбоздрами оксфордских доломитов, слагают здесь породу почти сплошь, а иногда присутствуют в количествах, соизмеримых с количеством ксеноморфных зерен. Однако четкого обособления этих ромбоздров в виде пронизывающих породу прожилков не наблюдалось. Причина может заключаться в том, что вторая фаза перекристаллизации проявилась в окских доломитах в большем масштабе, или в том, что окские доломиты глубже

переработаны дальнейшими преобразованиями, следовавшими за второй фазой перекристаллизации.

Рассмотренные структуры, конечно, не исчерпывают всего разнообразия структур зернистых доломитов, но присутствие их в разновозрастных толщах свидетельствует о широком их распространении. Приводя этот материал, мы хотели подчеркнуть, что изучение морфологии зернистых агрегатов позволяет судить об условиях образования и последовательности возникновения зерен, а также о соотношении между процессами доломитообразования и перекристаллизации. Приводимый материал показывает, что формирование доломитовых пород было процессом очень длительным, что неоднократно происходила перекристаллизация уже сложившихся доломитовых пород и что наиболее ранняя фаза перекристаллизации отвечала прогрессивному погружению толщи.

## ОКРЕМНЕНИЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В КАШИРСКОМ ГОРИЗОНТЕ ВЕРХНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В верхнем Поволжье, в районе городов Ржев, Zubov, Старица по р. Волге и ее притокам – Вазузе, Осуге, Держа, отмечаются многочисленные обнажения, вскрывающие отложения каширского горизонта среднего карбона.

Литологией каширских отложений Верхнего Поволжья занимались многие исследователи, в том числе Л.В. Пустовалов [1937], Я.В. Самойлов [Самойлов, Пустовалов, 1926], И.В. Хворова [1958], С.Г. Вишняков [1953] и др. Л.В. Пустовалов и Я.В. Самойлов считали, что эти ритмично построенные отложения формировались в реликтовых засоленных бассейнах в условиях аридного климата, что обусловило накопление первично доломитовых осадков в конце каждого ритма. И.В. Хворова выделяет здесь, как первично-седиментационные, так и вторичные, метасоматические доломиты и дает их классификацию. С.Г. Вишняков занимался изучением кремневых образований в ниже- и среднекаменноугольных отложениях Московской синеклизы и пришел к выводу, что кремни здесь вторичные и приурочены к определенным фациям известняков, более глубоководным.

В этой главе приводятся новые материалы, позволяющие рассматривать отложения каширского горизонта, включая доломиты и кремни, несколько в ином свете.

По литологическому составу каширский горизонт разделяется здесь на две части. В нижней преобладают мергели и глины. Верхняя представлена ритмично переслаивающимися доломитами, известняками и глинами с подчиненными прослоями мергелей. Основная часть кремней приурочена к наиболее изменчивой верхней части разреза, поэтому ей будет уделено основное внимание.

Непосредственно под четвертичными валунными суглинками обнажается следующий разрез сверху вниз (рис. 10).

Слой 1. Глины вверху белые с зеленоватым оттенком (0,2 м), в средней части розовые (0,4 м), в основании серые (0,05 м). Глины сильно известковистые, непластичные, ломкие. В верхней (белой) и в средней (розовой) части слоя глины содержат большое количество включений белых и розовых мергелей, размером от нескольких миллиметров до 15 см, преимущественно 4–5 см. В розовых мергелях отмечаются многочисленные отпечатки и ядра продуктид. В верхнем (белом) прослое обломки мергелей округлые, со следами окатывания. В розовом прослое включения мергелей остроугольные, следов окатывания и растворения не имеют. Сoder-

жание мергелистых включений как в белом, так и в розовом прослое около 50%.

Слой 2. Известняк доломитизированный, белый, глинистый, мелкозернистый, без видимой слоистости, рыхлый, толстоплитчатый, с редкими мелкими члениками криноидей. В нижней части слоя кавернозный. В основании слоя появляются многочисленные стилолиты и парастилолиты, порода начинает приобретать брекчиевидное строение. Поверхность кусков, разделенных парастилолитовыми поверхностями, изъеденная, покрытая примазками зеленой глины. В отдельных местах количество глины так велико, что она начинает преобладать над известняком и в породе появляются глинистые линзы мощностью до 8 см с расплывчатыми границами. В них отмечаются жеоды вторичного кварца. Иногда по парастилолитовым поверхностям отмечаются примазки ратовкита. Кроме того, ратовкит образует налеты на наружных поверхностях кварцевых жеод.

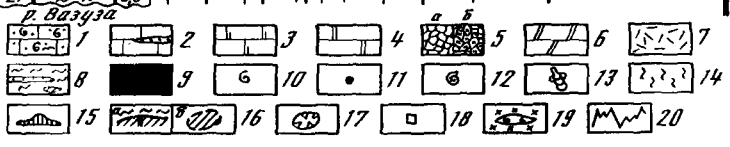
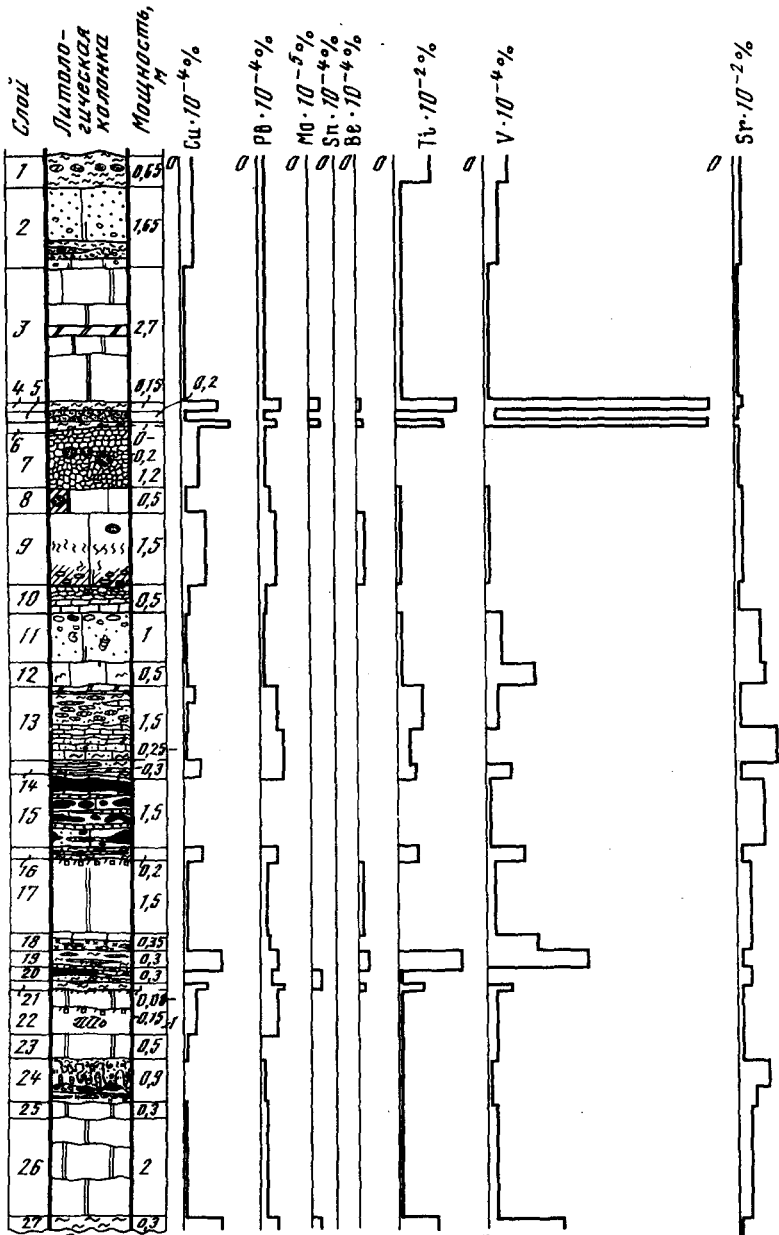
Слои 3, 8, 10, 17, 22, 23, 25, 26. Слои весьма похожи друг на друга и представляют собой доломиты белые или желтовато-белые, пятнами розовые, мелкозернистые, местами афанитовые, фарфоровидные, без видимой слоистости, крепкие, толстоплитчатые. В некоторых слоях отдельные участки подвержены поровой пропитке кремнистыми минералами. В них часто встречаются жеоды вторичного кварца. Для участков окремнения характерна своеобразная волнистая караваеобразная отдельность. Очень часто вдоль трещин отдельности отмечается мелкая вкрапленность темно-фиолетового флюорита, образующая оторочки, повторяющие контуры трещин.

Слои 4, 6, 19, 21. Глины местами зеленовато-серые, местами красновато-бурые, ломкие, сланцеватые. Очень часто в глинах отмечается большое количество реликтов карбонатных пород с изъеденной поверхностью.

---

Р и с. 10. Строение верхней части каширского горизонта в районе городов Ржев, Зубцов и: распределение некоторых микроэлементов (без анализа кремней)

Известняки: 1 - органогенно-детритовые, 2 - мелкозернистые, лишенные остатков фауны, с линзами криноидных известняков, 3 - доломитизированные; 4 - доломиты белые с пятнами розовых; 5 - брекчиевидные породы (а - известняки, б - доломиты); 6 - доломитовые мергели; 7 - доломитовая мука; 8 - глины с линзами криноидных известняков и включениями мергелей; 9 - кремневые конкреции; 10 - фораминиферы; 11 - остатки иглокожих; 12 - гастроподы; 13 - пелециподы; 14 - ходы червей-игольцов; 15 - остатки водорослей; 16 - пропитка породы по порам кремневыми минералами (а - приконтактная, б - внутри слоя); 17 - жеоды вторичного кварца; 18 - флюорит; 19 - локальные участки афанитовой структуры (ореолы микритизации); 20 - стилолитовые швы



Слои 5 и 7. Брекчиевидные доломиты желтовато-белые (слой 5) и розовые (слой 7), афанитовые, крепкие. Брекчиевидная текстура обусловлена интенсивнейшим развитием стилолитов и парастилолитов во всех направлениях. В средней части слоя 7 отмечаются жеоды вторичного кварца размером до 12×7 см, поверхность которых покрыта налетом красных гидроокислов железа, реже ратовкита. Кроме того, флюорит часто встречается в мелких кавернах и вокруг них.

Слои 9 и 11. Известняки, в различной степени доломитизированные, светло-серые, афанитовые, массивные, без видимой слоистости, участками кавернозные. В слое 11 по всей мощности отмечаются мелкие обломки иглокожих, ядра пелелипод и гастропод. В слое 9 иногда по всей его мощности, а иногда только в нижней части встречаются жеоды вторичного кварца размером до 8 см и редкие конкреции бурых кремней таких же размеров. Им сопутствует пропитка породы по порам кремнистыми минералами.

Слой 12. Известняк белый, афанитовый, плотный, без видимой слоистости, массивный. От слоя 11 отличается большей однородностью, отсутствием каверн и доломитизации. По всему слою встречаются немногочисленные створки крупных брахиопод, иглы ежей, отдельные членики криноидей и части их стеблей. В подошве слоя залегает прослой криноидного известняка (2-10 см) с многочисленными стилолитами и крупными линзами ратовкита, замещающего этот криноидный известняк. Замещение идет весьма постепенно, сначала редкими тончайшими прожилками, сеть которых постепенно сгущается, превращая породу в сплошной ратовкит.

Слой 13. Пачка сложного строения. Верхняя часть (10 см) сложена прослоем "мергеля" доломитового розового, сланцеватого, довольно рыхлого однородного. Ниже залегает прослой (7 см) доломита белого афанитового, однородного, кусковатой отдельности. Под ним залегает глина зеленовато-серая, известковистая, ломкая, сланцеватая. В ней появляются реликты карбонатных пород, количество которых сверху вниз постепенно увеличивается, так что глина переходит в брекчиевидный доломитизированный известняк. Поверхность реликтов сильно изъедена растворением. В брекчиевидном известняке "обломки" имеют такой же вид, как и реликты в глине, и их поверхность покрыта парастилолитовой глиной, аналогичной по внешнему облику глине из вышележащего прослоя. Размеры "обломков" - 1-7 см. В шлифах видно, что "обломки" сложены полидетритовым известняком, в разной степени микритизированным. Цементирует "обломки" более крупнозернистый перекристаллизованный кальцит с примесью поздних ромбоэдров доломита. "Цемент" отличается от "обломков" чрезвычайно высокой пористостью. Поры обычно заполнены глинистыми минералами. Сверху вниз порода теряет постепенно брекчиевидное строение за счет того, что "обломки" увеличиваются в размерах, и отдельность становится обычной плитчатой. Однако поверхность каждой плитки покрыта парастилолитовой глиной, а на боковых поверхностях плит часто наблюдаются борозды трения.

Слои 14 и 20. Переслаивающиеся, органогенно-детритовые существенно криноидные известняки (2-5 см) и белые тонкозернистые известняки, лишенные остатков фауны. В слое 14, кроме того, отмечаются многочисленные прослойки и линзочки розовых мергелей и зеленовато-серых известковистых глин.

Слой 15. Известняк белый тонкозернистый, без видимой слоистости, слабо трещиноватый, содержащий маломощные (2-4 см) прослойки и линзочки криноидных известняков. Породы слоя подверглись весьма интенсивному окремнению, которое выражается в образовании конкреций различной формы, прожилков, кварцевых жеод и участков пропитки пород по порам кремнистыми минералами. Окраска кремней преимущественно коричнево-бурая с многочисленными черными пятнами неправильной формы и более редкими светло-серыми и розовыми пятнами преимущественно вытянутой формы. Размеры конкреций колеблются от нескольких сантиметров до 1,5-2 м длиной и до 30 см толщиной. Более подробно окремнение описано ниже. В шлифах основная масса слоя представляет собой известняк микрозернистый с тенями органогенного детрита, а криноидные прослойки и линзочки - полидетритовый известняк с микрозернистой основной массой.

Слой 16. Пачка переслаивания тонких (до 5 см) прослоек и линзочек белых криноидных известняков и зеленовато-серых известковистых глин. Известняки белые тонкозернистые, отчетливо слоистые. Слоистость обусловлена чередованием слойков, целиком сложенных мелкими члениками криноидей (1-3 мм), мощностью до 1 см, и слойков, лишенных остатков организмов, мощностью 1-1,5 см. В известняках отмечаются тонкие согласные линзы черно-бурых кремней протяженностью до 80 см и мощностью 5-6 см, покрытые снизу оболочками ратовкита толщиной 1-2 мм, реже изометричные шаровидные конкреции, которые залегают в известняке, лишенном фауны, и обтекаются как глинами, так и тоненькими криноидными прослойками. Вблизи кремневых прожилков, спускающихся из вышележащего слоя, отмечаются жеоды вторичного кварца и крупные линзы ратовкита.

Слой 18. Известняк в разной степени доломитизированный (до доломита), тонкозернистый, без видимой слоистости, в вер-ху слоя тонкоплитчатый (до 5 см), ниже толстоплитчатый (до 20 см). В шлифах видно, что порода изменяется от микрозернистого известняка до доломита через все переходные разности. Во всех разностях отмечаются неясные тени остатков фауны. В нижней части слоя (20 см) отмечаются отдельные линзочки протяженностью в несколько десятков сантиметров и мощностью 1-2 см фораминиферового известняка фарфоровидного облика. Каждую такую линзочку окружает ореол микритизированного фарфоровидного известняка. Фораминиферы большей частью выщелочены, и на их месте остались поры, как зияющие, так и заполненные остаточной зеленой глиной и мельчайшими кубиками темно-фиолетового флюорита. Кроме того, здесь же, в нижней части

соя, отмечаются горизонтальные трещинообразные каверны протяженностью до 10 см, мощностью до 2 мм, стенки которых также никрустированы флюоритом. Близ подошвы вся порода приобретает фарфоровидный облик, отмечаются многочисленные стилолиты и парастилолиты.

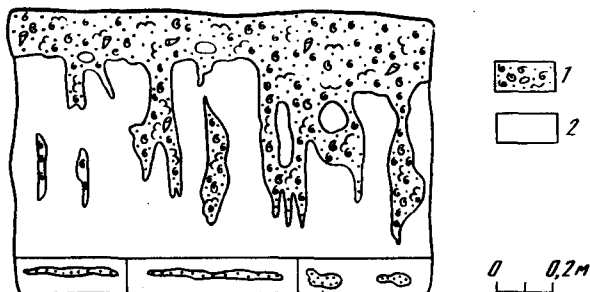
Слой 24. Породы весьма изменчивого состава. В отдельных участках - известняк полидетритовый и форамниферовый. Среди остатков организмов, кроме разнообразных фораминифер, отмечаются ядра гастропод, остатки кораллов, мшанок, створки брахиопод и др. Остатки организмов большей частью выщелочены, из-за чего порода стала очень пористой. В других участках слой целиком сложен доломитом светло-серым, тонкозернистым, без видимой слоистости, трещиноватым, с неправильной плитчатой отдельностью. Кое-где доломит имеет брекчиевидное строение.

"Обломки" остроугольной формы с изъеденной растворением поверхностью, покрытой зеленой остаточной глиной или частым палыгорскитом. В наиболее трещиноватых участках размеры "обломков" 1-5 см. В стороны от этих участков "обломки" постепенно увеличиваются, пока порода не приобретает свою обычную неправильно-плитчатую отдельность. К зонам интенсивной трещиноватости приурочено окремнение, которое выражается в образовании кремневых конкреций и жеод вторичного кварца. Конкрекции имеют разнообразную, преимущественно горизонтальнолинзовидную форму. Протяженность линз до 1,5 м, мощность до 20-25 см. Окраска синевато-черная. Кремневые конкрекции часто покрыты сверху (реже снизу) корочками ратовкита толщиной 2-3 мм. Кроме того, во многих участках слой сложен обеими описанными разновидностями пород. Их взаимоотношения напоминают поверхность размыва (рис. 11). Как видно на рисунке, органогенный известняк узкими заливами - "сосульками" - вертикально заходит в доломит, причем контакты их очень резкие.

Несколько иную картину можно видеть, наблюдая переход органогенного известняка в тонкозернистый доломит по простиранью. По направлению от неизмененного органогенного известняка к доломиту известняк сначала становится несколько более рыхлым, затем остатки фауны начинают терять свои очертания, замещаясь афанитовой массой, и от них остаются только неясные следы. Здесь же начинают попадаться неправильной формы небольшие участки доломита размером от 1×1 до 10×5 см. Затем их количество постепенно увеличивается, и уже в доломите наблюдаются небольшие пятна органогенного известняка. Потом этих пятен становится все меньше и, таким образом, органогенный известняк переходит в тонкозернистый доломит. Более детально все стадии перехода прослеживаются в шлифах.

Слой 27. Глина вишнево-красная, известковистая, слабо пластичная, комковатая, неполная мощность 30 см. Ниже - урез воды р. Вазузы.





Р и с. 11. Контакт полидетритового известняка и доломита в слое 24 (см. рис. 10)

1 - известняк полидетритовый доломитизированный, 2 - доломит микрозернистый

Как видно из описания разреза, среди известняков различаются три основные разновидности: органогенно-детритовые, микрозернистые (афанитовые) и брекчиевидные. Органогенно-детритовые известняки состоят из остатков иглокожих, брахиопод, остракод, фораминифер и цементирующей их массы микрозернистого кальцита с глинистой примесью. В большинстве слоев в составе детрита преобладают членики криноидей. Распределение детрита внутри слоев различно. Иногда он рассеян по слою равномерно, но чаще обособлен в отдельные микрослои. В зависимости от характера распределения детрита в породе находится и его ориентировка. В случае обособления детрита в отдельные прослойки створки брахиопод, остракод, иглы ежей ориентированы горизонтально. При равномерном распределении детрита по слою ориентировки его не наблюдается.

Цементирующая детрит масса микрозернистого кальцита является продуктом микритизации детрита. В первую очередь микритизации подвергаются раковины фораминифер. Затем вокруг них образуются ореолы микритизации. Когда в эти ореолы попадают раковины остракод, створки брахиопод или остатки иглокожих, они тоже начинают замещаться микрозернистым кальцитом от периферии к центру. В зависимости от степени микритизации изменяется соотношение в породе между количеством детрита и микрозернистого кальцита. При интенсивной микритизации органогенно-детритовый известняк может полностью перейти в микрозернистый. В шлифах устанавливаются все переходные разновидности от органогенно-детритовых к микрозернистым известнякам. Во всех разновидностях присутствует незначительная примесь обломочных зерен кварца алевритового размера (0,01-0,05 мм).

Кроме органогенно-детритовых и микрозернистых известняков, в отдельных слоях отмечаются известняки брекчиевидные. Размеры "обломков" весьма разнообразны - от долей сантиметра до 10-15 см. Форма изометричная и удлинённая остроугольная.

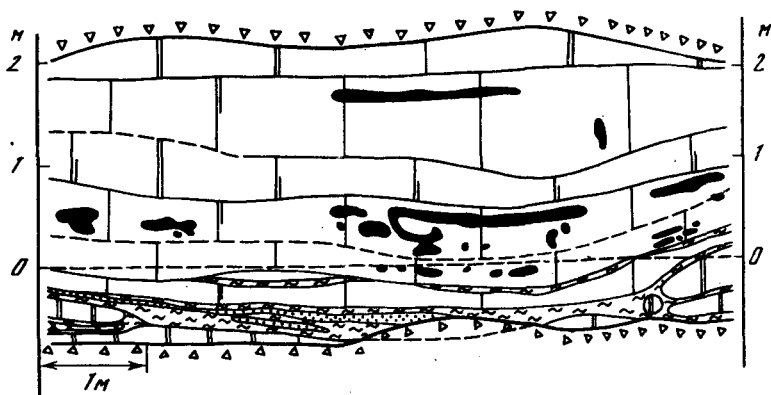
"Обломки" сложены плотным агрегатом микрозернистого кальцита, а цементирующая их масса — более рыхлым и крупнозернистым кальцитом. При этом по мере удаления от "обломков" наблюдается закономерное возрастание размеров зерен кальцита от микритового до 0,25 мм. По-видимому, брекчиевидная текстура этих известняков является продуктом неравномерной перекристаллизации, связанной с мелкой трещиноватостью породы. Иногда каждый "обломок" бывает окружен каемкой красных гидрокислов железа.

Среди доломитов различаются две разновидности: явно метасоматические по полидетритовым известнякам с сохранившимся детритом и микрозернистые проблематичного генезиса. Первая разновидность особенно ярко проявлена в слое 24, где полидетритовые известняки залегают на сильно размытой поверхности микрозернистых доломитов, что позволяет наблюдать их взаимоотношения прямо в обнажении, с предварительным прокрашиванием пород реактивами-индикаторами (см. рис. 11). По этой поверхности микрозернистые доломиты четко отделяются от органических известняков. При прокрашивании видно, что доломитизация охватывает не только микрозернистую породу, но и органический известняк, хотя постепенно и ослабевает при удалении от границы. В шлифах видно также, что полидетритовые известняки доломитизированы. Ромбики доломита развиваются в них по порам, окружают органические остатки.

Химические анализы показывают, что в микрозернистых доломитах содержание  $MgO$  в пределах одного обнажения в среднем гораздо больше, чем в полидетритовых известняках (от 5,3 до 21,2%), но последние также содержат  $MgO$  в повышенных количествах, местами соответствующих доломитам (до 20,5%).

По всей вероятности, доломитизация полидетритовых известняков является "ореольной" и связана с диффузией магнийсодержащих растворов из подстилающих микрозернистых доломитов.

Микрозернистые доломиты сложены мелкими ромбоэдрами размером до 0,003 мм. По трещинам и порам развиваются более крупные кристаллы размером от 0,008 до 0,2 мм. В доломитах иногда отмечаются сильно корродированные реликты микрозернистых известняков. Петрографические признаки не дают возможности однозначно судить об их генезисе. Возможно, они седиментационные, первичные. Однако при разведке одного из месторождений сырья для минеральной ваты около г. Ржева было проведено послонное опробывание разреза через интервалы 50–100 м по простиранию. Опробывание показало, что содержание  $MgO$  варьирует по простиранию одного и того же слоя микрозернистых доломитов от 3,6 до 21,3% даже на таком небольшом расстоянии, как 50–100 м. Эти факты как будто говорят о том, что микрозернистые доломиты являются вторичными, развивающимися по микрозернистым известнякам, хотя не исключается и раздоломитивание.

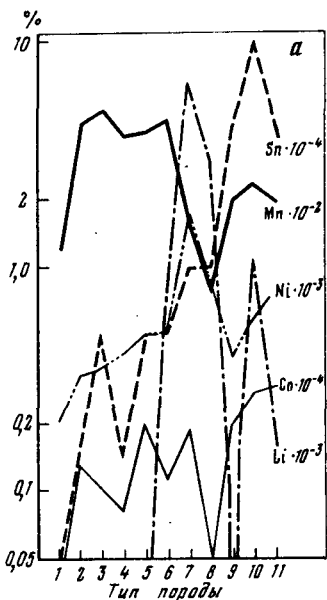


Р и с. 12. Характер залегания остаточных глин ("горизонты растворения")

Условные обозначения см. рис. 10

Глины не образуют в верхней части каширских отложений выдержанных прослоев, они приурочены обычно к трещинам отдельности в карбонатных породах, очень невыдержаны по простиранию, часто разветвляются и соединяются вновь или выклиниваются на протяжении нескольких десятков метров, хотя в целом и приурочены к определенным горизонтам (рис. 12). Очень часто в местах утолщения глинистых прослоев, их флексурных перегибов, когда глинистый прослой переходит из одной трещины в другую, в разветвлениях отмечается проседание слоев карбонатных пород до 1,5 м, изменение их мощности, а также характерная округлая караваеобразная отдельность (см. рис. 12). В глинистых прослоях постоянно присутствует примесь сильно корродированных обломков известняков с изъеденной, растворенной поверхностью. В зависимости от содержания примеси можно выделить все переходные разности от известняков к глинам. Таким образом, можно полагать, что глины также являются вторичными образованиями, точнее — остаточными, и возникли в результате процессов с параститолитизацией. Глинистые прослои фиксируют уровни, на которых первичные породы были относительно обогащены глинистой примесью. Глинистые минералы представлены преимущественно палыгорскитом с редкими включениями гидрослюд (по данным электронной микроскопии и дифрактометрии).

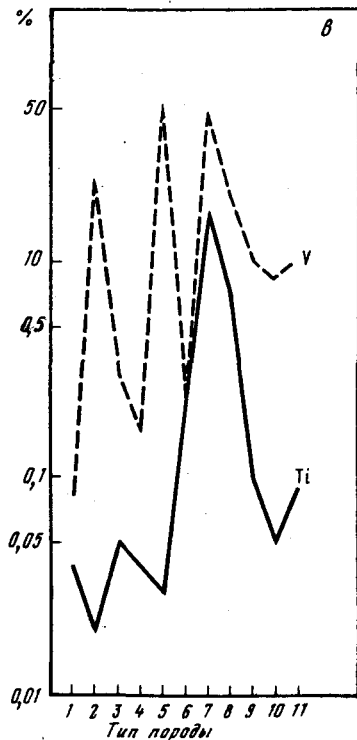
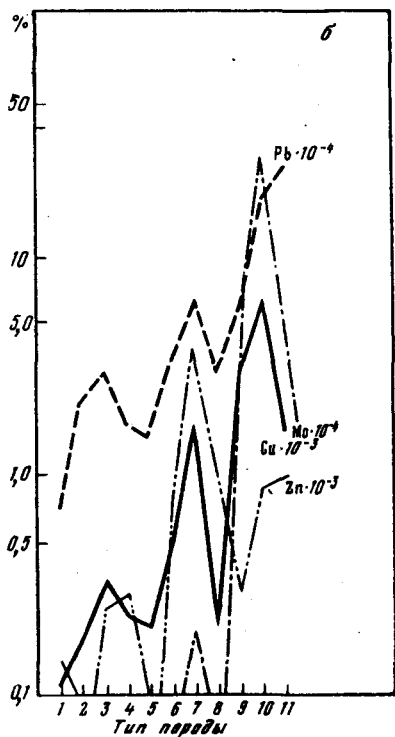
По всему разрезу каширского горизонта послойно были отобраны пробы на приближенно-количественный спектральный анализ (38 элементов). Результаты анализа показали, что геохимические параметры описанных выше разновидностей пород заметно отличаются. Это отражено в сводной геохимической таблице (табл. 3) и на графиках распределения средних значений различных элементов по типам пород (рис. 13). Как видно из таблицы и графиков, органогенно-детритовые известняки от-



Р и с. 13. Графики распределения средних значений содержаний микроэлементов по основным типам пород (масштаб логарифмический):

*a* – Sn, Mn, Ni, Co, Li; *б* – Pb, Mo, Cu, Zr; *в* – V, Ti. Номера, присвоенные основным типам пород, соответствуют номерам в табл. 3

Известняки: 1 – органогенно-детритовые, 2 – микрозернистые доломитизированные; 3 – известняки и доломиты брекчиевидные; доломиты: 4 – микрозернистые белые; 5 – метасоматические, 6 – розовые; глины: 7 – зеленовато-серые, 8 – фиолетовые; кремни: 9 – I этапа, 10 – II этапа, 11 – III этапа



личаются минимальными концентрациями всех микроэлементов. Микрозернистые доломиты также обычно не дают положительных пиков на графиках. Однако концентрации большинства определяемых элементов в них примерно вдвое выше, чем в известняках. Доломитизированные известняки и метасоматические доломиты отличаются от известняков и микрозернистых доломитов резко повышенными концентрациями V и Co и пониженными — Ti и Zr. В розовых доломитах отмечаются относительно высокие содержания Cu, Pb, Sc, Ti, Li, Zr, В и низкие — Co, Cr, V и I.

Глины содержат почти все определяемые элементы в гораздо более высоких концентрациях, чем карбонатные породы. Кроме того, в них присутствует ряд элементов, не определяемых в карбонатных породах, — Mo, Zr, Yb, P, Hg.

Геохимическая характеристика кремней будет дана ниже.

В карбонатных породах верхней части каширского горизонта весьма интенсивны разнообразные процессы растворения: стиполизация, парастиполизация, кавернообразование и др., которые существенно изменяют свойства пород (нарушают их сплошность, увеличивают пористость и проницаемость, значительно уменьшают мощности слоев). Результаты этих процессов наблюдаются не равномерно по разрезу, а образуют совместно с прослоями вторичных глин довольно выдержанные горизонты, которые можно было бы назвать горизонтами растворения. С этими горизонтами связано и окремнение.

Кремни в каширском горизонте приурочены почти исключительно к известнякам. Это обусловило наличие в разрезе трех горизонтов окремнения, сильно изменчивых по простиранию. Их мощность варьирует от 10 см до 2,5 м на протяжении нескольких сотен метров. В отдельных случаях они и вовсе выклиниваются. Окремнение проявляется в форме конкреций согласно-линзовидной, шаровидной, бомбовидной и неправильной формы, кварцевых жеод, кремневых жил и пластинчатых сростков, а также участков поровой пропитки пород кремнистыми минералами. Характер окремнения, соотношение различных форм его между собой и окраска в разных горизонтах различны. В верхнем горизонте окремнения встречаются все формы. Характерны кремневые жилы, отсутствующие в других горизонтах. Во втором горизонте преобладают уплотненные согласно-линзовидные кремни, в нижнем — линзовидные конкреции и кварцевые жеоды.

Размеры кремневых образований так же различны, как и их формы. Диаметр шаровидных конкреций не превышает 15 см. Бомбовидные конкреции достигают размеров 30×10 см, согласные линзы — 6×0,8 м, конкреции неправильной формы — 1,5×1,0 м, кварцевые жеоды — 30×10 см, участки поровой пропитки — нескольких десятков метров по простиранию при мощности 1–2 м, кремневые жилы — 2,5 м по протяженности при мощности 20 см. Окраска кремней также разнообразна. Преобладают коричневые кремни, но довольно часто встречаются и красно-лиловые, серые, черные, белые, сизые и полосчатые цветные. При этом намечается некоторая связь

Таблица 3

Распределение микроэлементов по основным разновидностям пород каширского гори

№ на графиках рис. 13	Типы породы	Mn	Ni	Co	Ti	V
Известняки						
1	органогенно-детритовые	8-20	0,1-0,3	-	2-5	0-0,1
		12	0,20		4	0,08
2	микрозернистые доломитизированные	10-100	0,1-0,6	0-0,3	1-4	0,1-10
		43,5	0,33	0,13	2	2,2
3	Известняки и доломиты брекчиевидные	30-60	0,3-0,4	0,1 0	2-10	0,1-0,5
		50	0,35	0,1	5	0,3
Доломиты						
4	микрозернистые белые	10-60	0,1-0,8	0-0,1	2-6	0-0,3
		38,5	0,41	0,08	4	0,17
5	метасоматические	30-50	0,4-0,6	0,1-0,3	1-4	0,5-10
		40	0,5	0,2	3	5,25
6	розовые	30-60	0,3-1	0,05-0,2	2-50	0,1-0,5
		45	0,5	0,11	23	0,25
Глины						
7	зеленовато-серые	10-20	1-2	0,05-0,4	100-250	1-8
		16	1,8	0,19	180	4,8
8	фиолетовые (1 анализ)	8	0,8	0,05	70	2
Кремни						
9	I этапа	18-40	0,2-1,0	0,1-0,5	2-20	0,5-2,0
		20	0,4	0,2	10	1
10	II этапа	20-40	0,5-1,0	0,2-0,5	3-20	0,3-1,0
		23,8	0,72	0,28	9	0,83
11	III этапа	5-30	0,5-1,0	0,1-0,5	2-10	0,4-2,0
		20	0,8	0,3	5	1

Примечание: Числитель - пределы концентрации, знаменатель - среднее значение.

окраски кремней с формой их выделения. Например, кремневые жилы имеют почти исключительно красно-лиловую окраску, шаровидные и бомбовидные конкреции - сизую, остальные - разнообразную. Анализ форм и окраски кремневых образований и их взаимоотношений со слоистостью и отдельностью вмещающих пород позволил выделить три крупных этапа окремнения.

Наиболее ранними кремневыми образованиями являются шаровидные и бомбовидные конкреции. Об этом свидетельствуют следующие факты.

1. В известняках со слоистым распределением детрита детритовые слои огибают, обтекают конкреции без растрескивания,

зонга, п·10<sup>-3</sup>%

Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Bi
$\frac{0,3-1,0}{0,53}$	-	$\frac{0-1,0}{0,14}$	$\frac{0,1-0,2}{0,11}$	$\frac{0-0,3}{0,071}$	-	-	-
$\frac{0,3-0,8}{0,48}$	-	-	$\frac{0,1-0,2}{0,18}$	$\frac{0-0,7}{0,22}$	-	-	-
$\frac{0,3-1,0}{0,73}$	-	$\frac{0-1,0}{0,25}$	$\frac{0,2-0,7}{0,33}$	$\frac{0,3 \pm 0}{0,3}$	-	-	-
$\frac{0,3-1,0}{0,63}$	-	$\frac{0-1,0}{0,29}$	$\frac{0,1-0,5}{0,23}$	$\frac{0-0,3}{0,17}$	-	-	-
$\frac{0,8-1,0}{0,9}$	-	-	$\frac{0,2 \pm 0}{0,2}$	$\frac{0-0,3}{0,15}$	-	-	-
$\frac{0,2-0,6}{0,35}$	-	$\frac{0-1,0}{0,75}$	$\frac{0,1-1,0}{0,50}$	$\frac{0,3-0,5}{0,35}$	-	-	-
$\frac{1-10}{4,8}$	$\frac{0-01}{0,02}$	$\frac{2-6}{3,8}$	$\frac{1-2}{1,7}$	$\frac{0-1,0}{0,62}$	-	$\frac{0-10}{4,8}$	-
4	-	1,0	0,2	0,3	-	3	-
$\frac{0,5-3,0}{0,7}$	$\frac{0,1-1,0}{0,55}$	$\frac{0,3-0,5}{0,4}$	$\frac{1-5}{3,0}$	$\frac{0,5-0,7}{0,6}$	$\frac{0-0,005}{0,0025}$	-	-
$\frac{0,5-5}{1,82}$	$\frac{0,5-8,0}{2,8}$	$\frac{0-3}{0,9}$	$\frac{2-15}{6,2}$	$\frac{0,1-5,0}{1,9}$	$\frac{0-0,02}{0,0048}$	-	$\frac{0-0,1}{0,02}$
$\frac{0,5-5,0}{3}$	$\frac{0-0,8}{0,18}$	$\frac{0-5}{1,0}$	$\frac{0,5-3,0}{1,6}$	$\frac{0,8-5,0}{2,6}$	$\frac{0-0,01}{0,0025}$	-	$\frac{0-0,1}{0,017}$

что можно объяснить только тем, что порода в момент формирования конкреции была достаточно пластична (рис. 14). 2. Форма и размеры конкреций не зависят ни от слоистости, ни от отдельности вмещающих пород. 3. Очень часто шаровидные и бомбовидные конкреции обнаруживаются внутри больших линзовидных или неправильной формы конкреций при их раскалывании.

В следующий, II этап окремнения образовалась основная масса разнообразных кремней - линзовидных и неправильной формы. Об их образовании в отдельный самостоятельный этап свидетельствуют два фактора: 1 - форма и размеры этих конкреций обусловлены характером отдельности вмещающих их известняков и распре-

Таблица 3 (окончание)

№ на грификах рис. 13	Тип породы	Sn	Ga	Ge	Sc	Y
1	Известняки органогенно-детритовые	-	-	-	-	0-0,4
2	микрозернистые доломитизированные	$\frac{0-0,1}{0,017}$	-	-	-	$\frac{0-0,5}{0,084}$
3	Известняки и доломиты брекчиевидные	$\frac{0-0,1}{0,05}$	-	-	$\frac{0-0,1}{0,025}$	$\frac{0-0,3}{0,15}$
4	Доломиты микрозернистые белые	$\frac{0-0,1}{0,014}$	-	-	-	$\frac{0-0,4}{0,14}$
5	метасоматические	$\frac{0-0,1}{0,05}$	-	-	-	$\frac{0-0,3}{0,15}$
6	розовые	$\frac{0-0,1}{0,05}$	$\frac{0-0,1}{0,025}$	-	$\frac{0-0,1}{0,05}$	-
7	Глины зеленовато-серые	$\frac{0,1 \pm 0}{0,1}$	$\frac{0-1}{0,54}$	-	$\frac{0,2-0,3}{0,28}$	$\frac{0-1,5}{0,46}$
8	фиолетовые (1 анализ)	0,1	0,3	-	0,2	1,0
9	Кремни I этапа	$\frac{0-0,8}{0,4}$	$\frac{0,1-0,2}{0,15}$	-	-	$\frac{0-0,3}{0,15}$
10	II этапа	$\frac{0,7-2,0}{1,0}$	$\frac{0-0,2}{0,1}$	$\frac{0-1}{0,01}$	-	$\frac{0-0,8}{0,23}$
11	III этапа	$\frac{0,1-1,5}{0,43}$	$\frac{0-0,2}{0,05}$	-	-	$\frac{0-1,0}{0,17}$

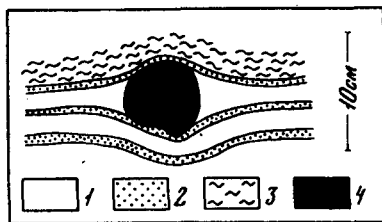
деление в них органогенного детрита. Так, для плитчатых известняков типичны согласные уплощенно-линзовидные кремни, причем тем более уплощенные, чем более тонкоплитчатая в известняках отдельность. Размеры линз кремней также определяются размерами плит отдельности. Почти никогда линзы кремней не переходят из одной плиты отдельности в другую. Для известняков с изометричной отдельностью характерны изометричные кремни. В массивных известняках форма конкреций определяется характером распределения в них детрита. При обособлении детрита в отдельные слои к этим слоям приурочивается и окремнение в форме тонких протяженных согласных линз. При равномерном распределении детрита по слою кремни имеют более или менее изометричную форму; 2 - как уже



Yb	P	Li	Na	Sr	Hg	Be
-	-	-	-	<u>40-100</u>	-	-
				84,28		
-	-	-	-	<u>10-100</u>	-	-
				42,0		
-	-	-	-	<u>3-100</u>	-	-
				30		
-	-	-	-	<u>10-100</u>	-	-
				40		
-	-	-	-	<u>3-40</u>	-	-
				21,5		
-	-	<u>0-3</u>	-	<u>3-30</u>	-	-
		0,75		12		
<u>0-0,2</u>	<u>0-1000</u>	<u>0-15</u>	-	<u>3-20</u>	<u>0-3</u>	-
0,04	260	6,6		10,2	0,6	
-	-	3	-	-	-	-
<u>0,0,1</u>	<u>0-200</u>	-	<u>20-200</u>	<u>0-3</u>	-	<u>0,3±0</u>
0,05	100		110	1,5		0,3
<u>0,1±0</u>	<u>0-100</u>	<u>0,5-0,2</u>	<u>10-200</u>	<u>0-7</u>	-	<u>0,3-2,0</u>
0,1	10	1,1	70	1,4	0-3	0,7
<u>0-0,2</u>	<u>0-100</u>	<u>0,1</u>	<u>0-100</u>	<u>0,5</u>	<u>0-3</u>	<u>0-3,0</u>
0,03	17	0,17	17	1,3	2,0	0,58

указывалось, шаровидные и бомбовидные конкреции располагаются внутри линзовидных и неправильной формы конкреций, если они находятся совместно, и отделены от них патиной. С другой стороны, кремневые жилы пересекают эти конкреции.

Наиболее молодыми являются кремневые жилы. Они развиваются по тем трещинам, которые пересекают сразу несколько слоев и соответственно сами пересекают и эти слои, и кремни, в них залегающие. Эти крупные "сквозьслойные" трещины подновлялись и после образования кремневых жил, о чем свидетельствуют борозды трения, часто встречающиеся на латеральных поверхностях жил, и весьма интенсивная трещиноватость как самих кремней в жилах, так и вмещающих пород. Иногда можно наблюдать, как от верти-



Р и с. 14. Обтекание кремней I этапа простоями криноидных известняков и глинами

Известняки: 1 - микрозернистые без остатков фауны, 2 - криноидные; 3 - глины; 4 - кремни

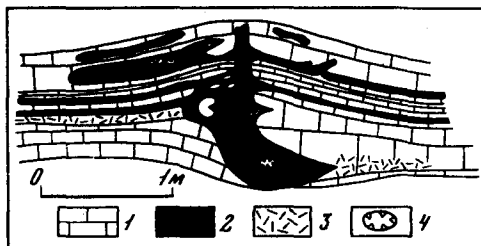
кальных кремневых жил в стороны, во вмещающие породы, отходят послойные языки протяженностью до 1 м и мощностью до 20 см (рис. 15).

Кварцевые жеоды и пластинчатые кремневые сростки резко отличаются морфологически от обычных кремневых конкреций, но весьма тесно связаны с ними пространственно и генетически и поэтому, так же как конкреции и жилы, должны быть описаны и включены в соответствующие возрастные этапы окремнения. Кварцевые жеоды образуются в брекчиевидных известняках. Форма жеод идентична форме "обломков" псевдобрекчии. Стенки полости инкрустированы обычно прозрачными бесцветными кристаллами кварца размером до 2 см. Реле встречаются окрашенные разновидности кварца: аметист, раухтопаз, цитрин, псевдоаметист (окраска которого обусловлена мельчайшими включениями темно-фиолетового флюорита), а также более поздний кальцит и глинистые минералы. Особенно много кварцевых жеод отмечается в слое 24. Их обилие здесь позволяет увидеть прямо в обнажении все стадии образования жеод. Образование жеод начинается с появления в отдельных трещинах, разделяющих "обломки" псевдобрекчии, тонких (до 2-3 мм) кремневых пленок. Затем эта пленка окружает "обломки" со всех сторон и тогда становится "броней", защищающей известняк от растворения. Однако обычно в броне все-таки остаются отверстия - питательные каналы, через которые проникают растворы, растворяющие известняк и отлагающие на стенках образованной полости кристаллы кварца. Учитывая полное соответствие формы и размеров жеод форме и размерам отдельности, их, видимо, следует отнести ко второму этапу окремнения.

Пластинчатые кремневые сростки (рис. 16) встречаются в горизонтах остаточных глин и приурочены к участкам их утолщений и флексурных перегибов, часто вместе с крупными ратовкизовыми линзами, ассоциирующими с кремневыми жилами. Размеры этих сростков достигают 30 см, форма весьма причудливая. Размеры отдельных пластин в сростках достигают 15 см при толщине до 5 мм. Расположены пластины в строгом согласии со сланцеватостью глин. Учитывая приуроченность этих образований к вторичным остаточным глинам и их ксеноморфность по отношению к сланцеватости последних, а также ассоциацию с кремневыми жилами, можно отнести пластинчатые сростки к наиболее позднему, III этапу окремнения.

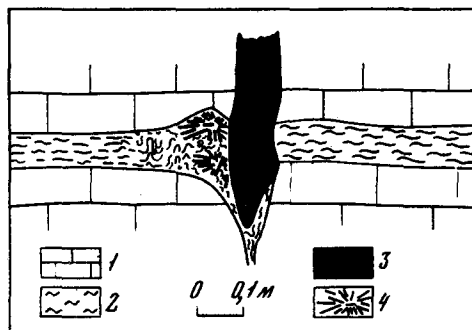
Р и с. 15. Морфология кремневых образований II этапа окремнения

1 - известняки; 2 - кремни; 3 - участки повышенной пористости; 4 - жезды вторичного кварца



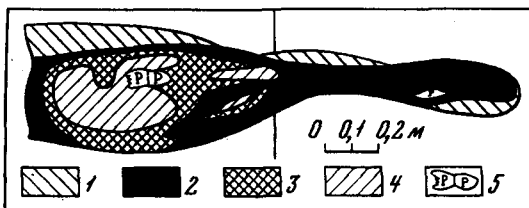
Р и с. 16. Пластинчатые кремневые сростки в остаточных глинах в ассоциации с кремневыми жилами

1 - известняки; 2 - глины, местами перемытые; 3 - кремни; 4 - пластинчатые сростки



Участки пропитки пород кремнистыми минералами развиты вокруг крупных кремневых конкреций и непосредственно под мощными горизонтами остаточных глин в участках их флексурных перегибов и утолщений. И в том, и в другом случае облик прокремненных пород одинаков. В участке пропитки порода, имея свои обычные цвета и текстурно-структурные особенности, приобретает заметный сероватый оттенок, резко повышенную крепость, массивность, издает характерный звон при ударе молотком. В участках, расположенных непосредственно под глинистыми горизонтами, прокремненные породы, кроме того, имеют обычно своеобразную караваевидную отдельность (см. рис. 12). Очень часто на поверхности таких караваев наблюдаются зеркала скольжения, а непосредственно у поверхности - "бордюр" тонкой вкрапленности ратовкита. По всей вероятности, образование таких участков связано с II этапом окремнения, причем в том случае, когда участки пропитки окружают крупные конкреции, их можно считать ореольными, образующимися одновременно с конкрециями. В случае же, когда они расположены непосредственно под глинистыми горизонтами, в местах их перегибов и утолщений, образование этих участков связано, видимо, с образованием самих горизонтов остаточных глин и происходило с ними одновременно.

Таким образом, первоначально по чисто визуальным геологическим признакам - морфологии, взаимоотношениям со вмещающими породами - были выделены типы кремней, которые затем были объединены в три возрастные группы. Эти группы и определили описанные этапы формирования кремневых образований.



Р и с. 17. Взаимоотношения рисунков и окрасок в кремнях II этапа  
 Кремни: 1 - коричневый, 2 - голубовато-серый; известняки:  
 3 - голубовато-серый интенсивно прокремненный, 4 - светло-серый  
 слабо прокремненный, 5 - реликты неизмененного известняка

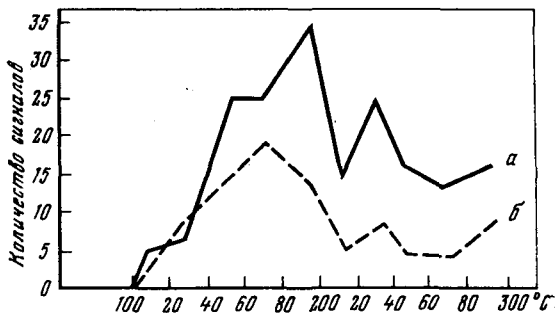
В каждом из выделенных этапов шло, по-видимому, многократное перераспределение кремнезема, выделялись многочисленные генерации кремней, что нашло свое отражение во взаимоотношениях их рисунков и окрасок (рис. 17).

Из кремней каждого этапа были отобраны силикатные и спектральные пробы, шлифы и аншлифы. Силикатные анализы кремней всех этапов не различаются. В прозрачных шлифах характерных особенностей кремней разных этапов также не удалось выявить. Во всех типах кремней отмечаются кварцевые, халцедоновые и кварц-халцедоновые разновидности. Только кремни III этапа отличаются некоторым преобладанием халцедоновых разновидностей над кварцевыми. Однако по результатам спектральных анализов кремни различаются резко (см. табл. 3).

По сравнению с карбонатными породами все вообще кремни заметно обогащены такими элементами, как Ag, Bi, V, Na, Hg, Ge, Sn, Pb, Cu, Mo, Be, Yb, Li. От глин кремни отличаются более высокими концентрациями Mo, Co, Sn, Pb, Cu, Be, Ga, Hg. Только в кремнях обнаружены Ag, Bi, V, Na (см. табл. 3, рис. 4). Глины же по сравнению с кремнями относительно обогащены Li, Ni, Cr, B, Zr, Ga, P, Ti и Y.

Кремни первого этапа, кроме "обычных" Co, Mo, Cu, Ag, Sn, Pb, Be, отличаются резко повышенными содержаниями P и Na. Кремни второго этапа "обычные" элементы содержат в резко повышенных количествах не только по сравнению с карбонатными породами, но и с другими кремнями. Кроме того, в отличие от других кремней они относительно обогащены Bi, Y, Yb, Li. Во многих пробах в кремнях содержание Mo по данным приближенно-количественного спектрального анализа достигает 0,008%, Sn и Be соответственно 0,004 и 0,003%. В отдельных горизонтах отмечаются довольно высокие содержания Ag - 0,00002%, Pb - 0,005%, Zn - 0,01%. Повышенные содержания Li, Sr и B отмечаются в отдельных пробах.

Кремни III этапа все "обычные" элементы, кроме свинца, содержат в меньших количествах, чем другие кремни, но резко обогащены Hg, Pb и B.



Р и с. 18. Характерные кривые декрепитации кварца из вторичных жезд: а — фракция 1 — 0,5 мм, б — фракция 0,5 — 0,25 мм

При изучении аншлифов кремней и связанного с ними ратовки-та были обнаружены некоторые минералы-концентраты указанных выше элементов. Это халькопирит, сфалерит, галенит, пирит и реликтовые обломочные — рутил и магнетит.

Кроме того, в некоторых аншлифах автором, а ранее С.А. Юшко, было обнаружено самородное золото в ассоциации с халькопиритом, пиритом, сфалеритом, анкеритом и горным хрусталем. Большинство рудных минералов приурочено к интерстициям реликтов детрига, порам и трещинам.

Для выяснения температуры минералообразования в процессе окремнения была проведена декрептометрия кварца из вторичных жезд слоя 24. Типичные кривые декрепитации приведены на рис. 18. На них видно, что температура начала декрепитации составляет 120–180°C. Учитывая формирование кремней в близповерхностных условиях, можно полагать, что температура минералообразования составляет 80–100°C.

Изложенные выше данные об особенностях распределения, строения и вещественного состава кремневых образований позволяют считать кремни I этапа диагенетическими, а кремни II и III этапов — эпигенетическими.

Таким образом, современный облик пород был сформирован под воздействием весьма интенсивно проявившихся вторичных процессов. Большие мощности горизонтов окремнения, полное отсутствие во вмещающих породах и самих кремнях остатков кремневых организмов и их следов могут объясняться только привносом SiO<sub>2</sub> извне. Геохимическая специализация, видовой состав минералов-концентратов этих специфических элементов, а также немногочисленные данные декрептометрии эпигенетических кремней II этапа позволяют предполагать эндогенные источники минерального вещества.

Другим возможным источником привноса минерального вещества могли служить верхнеюрские отложения, размытые в описываем-

мом районе почти повсеместно. Как известно, сохранившиеся верхнеюрские отложения здесь представлены темно-серыми или черными песчанистыми глинами и глинистыми песками, т.е. породами, весьма богатыми кремнеземом. Кроме того, общеизвестно, что темная окраска этих пород обусловлена большим содержанием в них микроорганики, активно сорбирующей такие тяжелые металлы, как Pb, Zn, Cu и др. Об этом свидетельствуют и многочисленные находки в верхнеюрских отложениях конкреций халькопирита, галенита, сфалерита, пирита.

Таким образом, кроме эндогенного, можно предполагать и сугубо экзогенный источник минерального вещества – размытые юрские отложения. Противоречат этому только данные декрептометрии, пока еще немногочисленные.

Кремни III этапа, по всей вероятности, имеют эндогенные источники минерального вещества.

## ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ИСТОРИИ ВТОРИЧНО ИЗМЕНЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Теоретически совершенно ясно, что для получения правильных палеогеографических и тектоно-седиментационных построений необходимо четко разграничивать первичные - седиментационные и вторичные - постседиментационные особенности пород и осадочных толщ. Однако вторичные изменения известняков до сих пор недостаточно изучены, и на практике широко распространены постседиментационные структуры часто принимают за первичные признаки осадка. Особенно это характерно для литологов США. Есть, например, структура, в которой комочки (сгустки) темного в проходящем свете микрозернистого кальцита рассеяны среди светлого, прозрачного, кальцитового же "цемента". По классификации Р. Фолка [Folk, 1959], одной из наиболее распространенных американских классификаций известняков, эти комочки называются в зависимости от размера интракластами или пеллетами и рассматриваются как аллохтонные частицы, а яснокристаллический кальцит (спарит) - как химически выпавший осадок, т.е. в целом микрокомковатые известняки трактуются как мономинеральные терригенные породы. Их отличие от других терригенных отложений состоит лишь в том, что карбонатные аллохтонные частицы, по мнению Р. Фолка, представляют преимущественно продукт внутривосстановительного размыва и были перенесены на сравнительно небольшие расстояния.

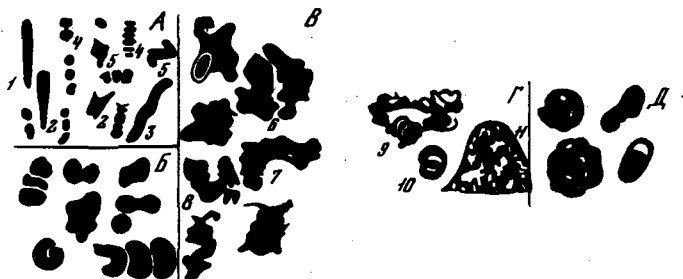
С подходом к известнякам как полным аналогам терригенных пород неразрывно связана так называемая энергетическая концепция, т.е. восстановление гидродинамики среды осадконакопления по размеру карбонатных "зерен". При этом известняки, в которых преобладают интракласты или пеллеты, "сцементированные" спаритом (микрокомковатые сгустковые разности), считаются осадками подвижных и сильно подвижных вод. В результате получается очень простая, не требующая усилий для освоения схема: бросающийся в глаза контраст между темными "зернами" и светлым "цементом" - привычная интерпретация "зерен" как обломочных частиц - простая, прямая связь гранулометрии осадка со степенью гидродинамической активности.

Вероятно, именно благодаря легкости освоения эта схема приобрела распространение и в Советском Союзе, хотя в работах советских литологов генезис некоторых типов "интракластов" был установлен уже в конце 1950-х годов. И.В. Хворова [1958] поместила сгустковые известняки, возникшие за счет биогенной и механической грануляции раковин, в группу автохтонных органи-

генных пород, а М.С. Швецов [1958 а,б] отнес комковатые (сгустковые) и узорчатые известняки к категории пород, претерпевших значительные изменения первичного материала. Он подчеркивал, что при сочетании грануляции и перекристаллизации стираются характерные особенности микрозернистых и детритусовых известняков, порода превращается в скопление темных комочков, погруженных, как в цемент, в светлый яснозернистый кальцит, и приобретает облик обломочного (псевдообломочного) известняка. Кроме того, он отметил, что некоторые комочки представляют ядра заполнения раковин, уничтоженных перекристаллизацией и слившихся с прозрачным "цементом", который, в свою очередь, является постседиментационным образованием. Вторичность комочков и "цемента", т.е. интракластов и спарита, по американской номенклатуре, прежде всего свидетельствует об автохтонности микрокомковатого (сгусткового) материала, не испытывавшего никакой транспортировки. А отсюда вытекает ошибочность аналогии между известняками и терригенными породами и несостоятельность энергетической концепции, поскольку крупные "интракласты" могут быть, и нередко бывают, продуктом перекристаллизации микрозернистых и пелитоморфных известняков.

В Волго-Уральской области и на западном склоне Урала микрокомковатые сгустковые известняки развиты чрезвычайно широко. В процессе их изучения подтвердились наблюдения и выводы М.С. Швецова и И.В. Хворовой, выявилась большая распространенность комков заполнения и обнаружилась еще одна разновидность комков, возникающая при перекристаллизации микрозернистых известняков с детритом или сферами, — остаточные комки [Максимова, 1973; Максимов и др., 1976]. Все разновидности комков (сгустков) встречаются в породах одновременно, но нередко по самой их конфигурации можно судить о том, как данный комок образовался и что собой представляет. В качестве примера некоторые типичные формы комков показаны на рис. 19. Что касается яснокристаллического кальцита (спарит американских авторов), то существует несколько признаков, позволяющих уверенно говорить о его постседиментационном происхождении: 1) в мозаике прозрачных кристаллов просвечивают желтоватые "тени" перекристаллизованных фаунистических остатков, контуры которых различаются благодаря некоторой загрязненности скелетного кальцита органическим веществом; 2) во внутренней зоне отдельных крупных кристаллов наблюдается тонкодисперсный кальцит; 3) крупные кристаллы накладываются на микрозернистую массу, вследствие чего ее уцелевшие участки (т.е. остаточные комки) часто имеют весьма причудливые очертания, выступы и входящие углы которых, как хорошо видно в шлифах, определяются расположением кристаллов яснозернистого карбоната. Особенно выразительны в данном смысле длинные тонкие хвосты в промежутках между крупными кристаллами (см. рис. 19). Эти и другие характерные формы комков почти всегда можно найти в шлифах, и, кроме того, благо-





Р и с. 19. Комки постседиментационного происхождения. Сводный рисунок по микрофотографиям шлифов. Увеличения разные, не приведенные к одному масштабу

*А* – комки заполнения водорослевых трубок (сами трубки перекристаллизованы и слились с яснозернистым "цементом"): 1–2 – трубок прямых, без внутренних выступов, 3 – трубки изогнутой, без внутренних выступов, 4 – трубок типа нодозинелла, сохранивших первичную форму внутренней полости, 5 – слегка деформированных крупных, толстостенных трубок с перегородками. Остальное – водоросли типа нодозинелла, у которых перекристаллизованы не только трубки, но частично и внутреннее заполнение, распавшееся вследствие этого на цепочки разобщенных микрокомков

*Б* – комки заполнения раковин и обломков раковин мелких гастропод (скелетное вещество перекристаллизовано)

*В* – остаточные комки – результат перекристаллизации известняков микрозернистого и микрозернистого с органогенным детритом: 6 – участок породы, распавшейся по микротрещинке на два комка (соответствие их контуров частично сохранилось, но уже началось внедрение яснокристаллического кальцита от этой трещинки внутрь правого комка), 7 – наметившееся отпадение части комка по микротрещинке, 8 – комок причудливых очертаний, оставшийся между новообразованными кристаллами кальцита, которые как бы разъедают микрозернистую карбонатную массу

*Г* – комки грануляции по водорослям: 9 – гранулированное сплетение гирванелли (отдельные водорослевые нити практически не различаются, белое – прозрачный кальцит, 10 – тангенциальное сечение гранулированного микрожелвачка ренальдис, 11 – колония паракететес, гранулированная и несколько перекристаллизованная

*Д* – комки грануляции по фораминиферам

даря неравномерному развитию постседиментационных процессов, можно проследить последовательный ряд изменений как отдельных компонентов, так и породы в целом, и восстановить ее первичную структуру. Лишь в некоторых случаях – при сложном сочетании грануляции и перекристаллизации – это сделать не удастся, но такие случаи встречаются не часто.

Выше упоминалось, что неправильное определение первичности или вторичности наблюдаемых особенностей породы порождает характерную ошибку — отнесение вторично-микромомковатых известняков к категории кластогенных отложений сильно подвижных вод. Но если "интракласты" представляют собой вторичные структуры, возникшие в карбонатом осадке пелитовой размерности, то о высокой гидродинамической активности среды осадконакопления не может быть и речи, так же как и о кластическом происхождении самих комочков.

Очень часто ошибочные фациально-палеогеографические построения бывают связаны с вторичными доломитами. Действительно, доломиты седиментационные формируются в специфических гидрохимических условиях — при сильном осолонении бассейна, при его опреснении, сопровождающемся повышенной концентрацией в воде солей Mg [Осипова, Бельская, 1975], или, наконец, при обычной общей солености, но особом солевом составе, с преобладанием в растворе Mg над Ca [Казанский, 1976]. Вторичные доломиты не связаны ни с какой определенной гидрохимической обстановкой в бассейне и очень часто развиваются по нормально-морским известнякам. Доломитизация нередко бывает так сильна, что по химическому составу порода должна быть названа слабоизвестковистым доломитом, но при детальном литологическом и палеоэкологическом изучении почти всегда можно найти реликтовые участки первичного известняка со свойственными ему органическими остатками. Однако именно такие доломиты, т.е. глубоко преобразованные известняки, во многих случаях служат основанием для выделения на литофациальных картах не существовавших ультрагалинных лагун и зон морских бассейнов. Еще важнее то, что постседиментационные преобразования, стирая отличия между разными типами известняков, затушевывают общий ход процесса осадкообразования и искажают тем самым картину геологической истории, зафиксированную породами. Эту сторону проблемы, менее очевидную и слабо изученную, мы рассмотрим ниже более подробно на примере разреза Дружинино (западный склон Среднего Урала).

Дружининский разрез выбран по двум причинам: по-первых, он с разной степенью детальности неоднократно был описан в литературе [Воцакин, 1966; Смирнов, Смирнова, 1967; Щербаков, 1966; Щербаков и др., 1969; Максимова, 1977]; во-вторых, в фамен-турнейских отложениях здесь широко развиты доломитизация и перекристаллизация, которые, как правило, геологами не учитываются. Для сравнения взяты два более детальных описания — наше и О.А. Щербакова с соавторами (рис. 20). На нашей литологической колонке (см. рис. 20, А) породы изображены со снятыми вторичными изменениями, которые даны в отдельном столбце, так же как основные компоненты ассоциации растительных и животных организмов. В статье уральских геологов на рисунке с большой полнотой показано распределение в разрезе органических остатков, но породы подразделяются лишь по полевым данным (доломит,

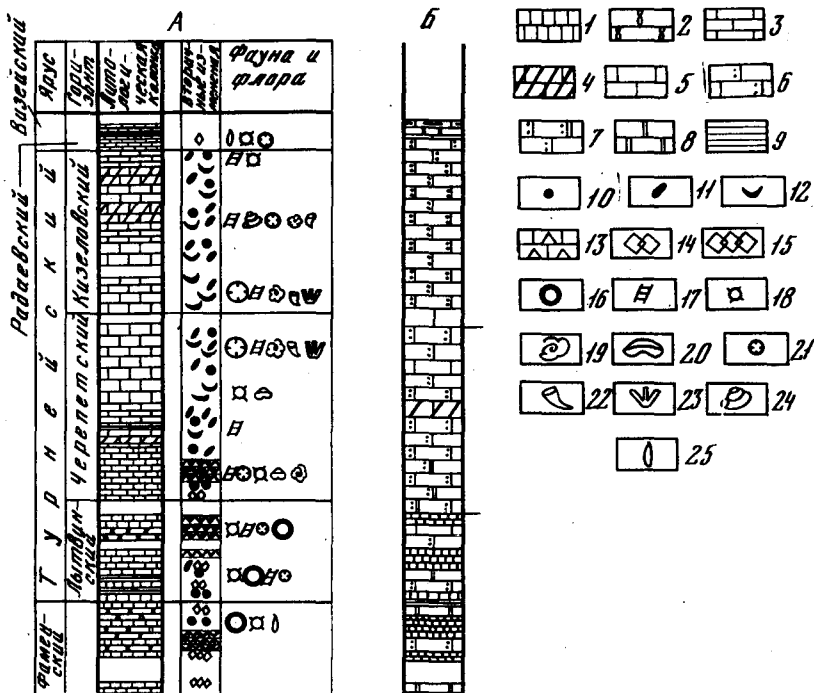


Рис. 20. Литология отложений в разрезе Дружинино с учетом (А) и без учета (Б) постседиментационных изменений известняков

Известняки: 1 - микрозернистые, 2 - сферовые, 3 - водорослевые (нодозинелловые), 4 - полидетритово-водорослевые и водорослево-полидетритовые (нодозинелл 30-50%), 5 - полидетритовые; 6 - разные вариации комковатых (сгустковых) известняков; 7 - такие же известняки доломитизированные; 8 - доломит, предположительно седиментационный; 9 - аргиллит известковистый; комки: 10 - остаточные, 11 - заполнения, 12 - грануляции; доломитизация: 13 - крупнопятнистая (псевдобрекчии доломитизации), 14 - микропятнистая, 15 - сплошная; водоросли: 16 - сферические, 17 - трубчатые типа нодозинелла; фораминиферы: 18 - однокамерные, 19 - многокамерные; 20 - брахиоподы; 21 - криноидеи; 22 - одиночные кораллы; 23 - сирингопоры; 24 - гастроподы; 25 - остракоды

известняк слоистый, толстослоистый, массивный и т.д.). В то же время в тексте их статьи приведены названия пород, основанные на петрографическом изучении, и нами со всей возможной точностью была заново построена литологическая колонка согласно этим определениям (см. рис. 20, Б)<sup>1</sup>. Среди определений преоблада-

<sup>1</sup> Комплексы органических остатков у нас и у уральцев в основных чертах совпадают и потому на рис. 20, Б не повторяются.

дают такие, как известняки комковатые, сгустковые, комковато-сгустковые, фораминиферо-сгустковые, сферово-сгустковые, детрито-комковатые. Даже известняки, в которых преобладают органические остатки, часто получают наименование сгустково-комковато-детритовых или мелко-сгустково-детритовых. В целом оказывается, что комковатые и сгустковые известняки развиты по всему разезу и господствуют в его средней и верхней частях, т.е. намечается литологическое однообразие всей толщи, обнаженной в Дружинино. Это однообразие хорошо видно на колонке, где выделяется только нижняя часть, благодаря присутствию микрозернистых известняков и доломитов (см. рис. 20, Б).

Фациальные обстановки О.А. Щербаков с соавторами устанавливают в основном по фауне. Только доломиты, которые они считают первичными, использованы как показатель повышенной солености и лагунных условий для лютвинского времени. Вышележащие породы кыновского и кизеловского горизонтов рассматриваются как отложения мелководного морского бассейна с нормальной соленостью, т.е. выходит, что в течение большей части турнейского века обстановка осадконакопления не менялась. В данном случае комковатая (сгустковая) структура не получает генетической интерпретации и не служит, как у американских авторов, индикатором высокой гидродинамической активности среды осадкообразования. Она просто упоминается описательно в качестве первичного классификационного признака породы, но само постоянство этого признака затушевывает другие показатели развития седиментационного процесса. Начало визейского века (радаевское время) знаменуется, по О.А. Щербакову с соавторами, поступлением в бассейн глинистого материала, опреснением и преобладанием лагунно-заливных обстановок.

Со снятыми вторичными изменениями известняков разрез выглядит совсем иначе. Прежде всего видно, что он построен симметрично (рис. 20, А). Посередине выделяется пачка полидетритовых известняков с наиболее богатой и разнообразной для данного разреза фауной (верхняя часть черепетского<sup>1</sup> горизонта и нижняя часть кизеловского). Непосредственно ниже и выше этой оптимальной пачки развиты известняки водорослево-полидетритовые и водорослевые (нодозинелловые), а водорослевые породы как в нижней части, так и в верхней части разреза переходят в известняки микрозернистые, хотя и неодинаковой мощности (низы черепетского - лютвинский горизонт и пачка в основании радаевского горизонта). Таким образом, основываясь на характере обеднения фауны, мы получаем следующий фациальный ряд. 1. Полидетритовые известняки с

<sup>1</sup> В уральской стратиграфической схеме название "кыновский" горизонт мы заменили названием "черепетский", поскольку кыновским долгие годы именовался один из горизонтов франского яруса D<sub>3</sub>, и применение этого термина для карбона порождает путаницу.

брахиоподово-кораллово-криноидным сообществом и частыми многокамерными фораминиферами. 2. Водорослевые и водорослево-полидетритовые известняки с довольно разнообразной, но количественно небогатой макрофауной, среди которой присутствуют немногочисленные кораллы. Из фораминифер особенно характерны септагломоспиранеллы, гломоспиранеллы и гломоспиры. 3. Микрозернистые известняки с обильным органогенным детритом (> 20% породы), без кораллов, с частыми пликхонетесами и редкими другими брахиоподами (всего пять родов), с небольшим количеством остатков криноидей (низы черепетского горизонта). 4. Микрозернистые известняки с редкими органическими остатками (< 20% породы). В литвинском горизонте они содержат обильные до массовых сферы (т.е. сферические водоросли и такие однокамерные фораминиферы, как архесферы, видинесферы, зотуберитины), очень редкие многокамерные фораминиферы и остатки иглюкожих, а также немногочисленные брахиоподы, представленные одним эврифаціальным видом *Crurithyris urei*. В верхнем фамене это микрозернистые сферовые известняки, такие же, как в литвинском горизонте, но без остатков брахиопод и иглюкожих, содержащие, кроме сфер, лишь мелкие остракоды и редкие многокамерные фораминиферы. Для радаевских микрозернистых известняков тоже характерно обилие остракод, примитивных фораминифер и небольшое количество многокамерных корненожек, с той разницей, что здесь среди примитивных фораминифер преобладают эрландии с удлинённой раковинкой. Макрофауна, за исключением редких члеников криноидей и редких камаротехий, отсутствует.

Обстановка образования первого члена фаціального ряда — полидетритовых известняков — определяется легко и однозначно. Как известно, один из основных, наиболее общих законов экологии гласит, что в местах экологически благоприятных всегда обитает множество видов, принадлежащих к разнообразным таксонам всех рангов, а местообитания неблагоприятные дают малое количество родов и видов, представленных, однако, нередко очень большим числом экземпляров. С этой точки зрения верхнечерептско-нижнекизеловская пачка наибольшего богатства фауны — это пачка экологического оптимума в данном разрезе, характеризующаяся наилучшими условиями жизни для самых различных животных. Для морской фауны такие условия осуществляются в обстановке открытого, нормального моря, осадками которого и являются полидетритовые известняки с разнообразной фауной.

Генезис конечного члена фаціального ряда — позднефаменско-раннетурнейских микрозернистых известняков далеко не столь ясен. В силу высокой степени доломитности этой толщи ряд исследователей трактуют ее как отложения ультрагалинных, засоленных лагун [Щербаков и др., 1969]. Однако при детальном петрографическом изучении достоверные первичные доломиты в Дружинино не были найдены. С одной стороны, здесь широко развиты пятнисто доломитизированные известняки (псевдобрекчии доломити-

зации, рис. 20, А), у которых отчетливо видна связь доломита с трещинами (рис. 21, вкл. в конце книги). В этом случае доломитизация является не только вторичной, но и поздней, развивавшейся в уже литифицированном известняке. С другой стороны, в породах, которые в поле выглядят однородным доломитом, под микроскопом всегда обнаруживаются реликтовые участки микрозернистого известняка со сферами (рис. 22, вкл. в конце книги), создающие картину более сильной, далеко зашедшей доломитизации, вначале вероятно, тоже пятнистой. Таким образом, говорить об ультрагалинных условиях в лютвинское время нет оснований, а с лагунным происхождением микрозернистых сферовых известняков не согласуется их пространственное распределение. Составленные нами для Пермской области и Северной Башкирии литофациальные карты показывают, что в позднем фамене и раннем турне известковые илы со сферами, приуроченные к сводовым поднятиям, занимали большую часть морского дна и были господствующим типом осадка, тогда как отложения других фаций (склоновые и депрессионные) образовывали лишь узкие полосы в поле их развития. Генетически показательна не доломитизация, а другая характерная особенность микрозернистых сферовых известняков — в них довольно часто наблюдаются брекчи растрескивания, т.е. следы осушения, и не только в районе наших работ, но и в других местах. В нижнем карбоне Англии, например, в так называемых модиоловых фазах, представляющих собой пакки чрезвычайно мелководных прибрежных отложений с частыми прослоями брекчий высыхания, существенным компонентом являются пелитоморфные известняки с обильными сферами, практически без макрофауны, часто доломитизированные, т.е. такие же, как наши микрозернистые сферовые [Reinolds, 1921; George, 1959]. В озерско-хованских слоях Московской синеклизы сферы опять-таки достигают большой численности лишь в самых мелководных фациях, таких, как известняки со следами корневой системы растений или известняки с трещинами высыхания [Рейтлингер, 1960].

Все это показывает, что микрозернистые сферовые известняки — это осадки крайнего мелководья с ничтожной толщиной водного слоя и, вследствие этого, с большой неустойчивостью всех гидрогеологических показателей — резкими колебаниями температуры, но только сезонными, но и неперIODическими, временами сгонами воды и осушениями, изменчивой динамикой водной массы и т.д. Но среда, где экологически важные факторы часто, нерегулярно и сильно меняются, весьма неблагоприятна для морских животных, и ее обитатели обычно представлены небольшим числом эврифациальных видов. Особенно сильное отсеивающее действие оказывает неперIODическая, нерегулярная изменчивость обстановки, к которой животные не успевают приспособиться [Дажо, 1975]. Именно такой случай представляют микрозернистые сферовые известняки. Бедность и своеобразие заключенных в них органических остатков определяются специфическим и нестабильным

режимом обширных отмелей на сводовых поднятиях, т.е. на положительных элементах рельефа морского дна.

Микрозернистые известняки радаевского времени аккумуляровались тогда, когда вся Русская платформа была охвачена поднятием, сопровождавшимся в большинстве случаев перерывом в осадконакоплении и размывом нижележащих слоев. В непрерывных разрезах это поднятие фиксируется различными следами существенного обмеления, крайне замедленным прогибанием [Максимова, 1977], а в частности, в Дружинино — накоплением очень тонкой пачки микрозернистых известняков с однообразной эврифациальной фауной. Радаевские микрозернистые известняки, как и фаменско-лытвинские, весьма мелководны, а Дружининский разрез в целом представляет полный седиментационный цикл от одного обмеления (поздний фамен) до другого обмеления (радаевский горизонт). При этом прямой фациальный ряд в нижней половине разреза (от микрозернистых известняков до полидетритовых) отражает медленное опускание и нарастание глубины бассейна, которому сопутствует постепенное обогащение фауны, а обратный ряд — от оптимальной пачки полидетритовых известняков к радаевским микрозернистым — несколько более быстрое воздымание и уменьшение глубины.

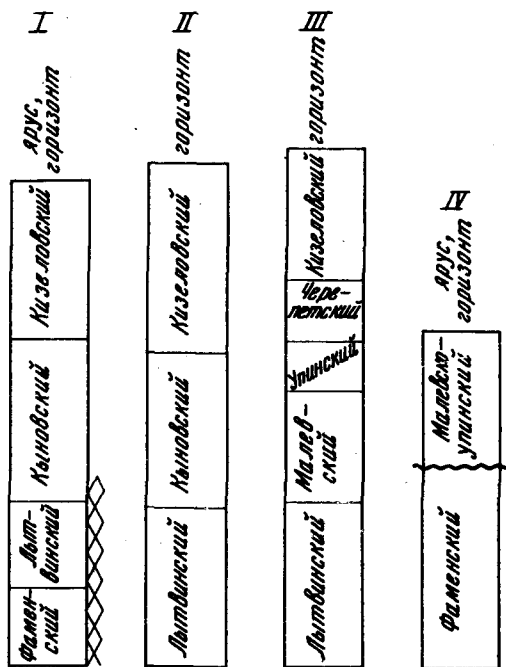
Таким образом, восстановление первичных, седиментационных особенностей пород Дружининского разреза позволило выявить колебательные движения и проследить события геологической истории. Насколько постседиментационные преобразования стирают следы этих событий, показывает сравнение рисунков 20, А и 20, В. Значительная часть описанного цикла — переходы от микрозернистых известняков к водорослевым, затем к полидетритовым, а от них снова к водорослевым — вырисовывается в той части разреза, которая на рис. 20, В представлена монотонными ступковыми и комковатыми породами. Эта монотонность обусловлена сильной перекристаллизацией известняков (до стадии микрокомковатости), что в значительной степени связано с высоким содержанием в породах остатков трубчатых водорослей (рис. 23, вкл. в конце книги). Арагонитовые водорослевые трубки быстро перекристаллизуются (раньше всех других компонентов осадка) и как бы дают толчок к дальнейшему развитию процесса [Максимова и др., 1976]. В результате сами водоросли и значительная часть карбонатного ила превращаются в агрегат прозрачных кристаллов кальцита, на фоне которого отчетливо выделяются почти черные комки пелитоморфного  $\text{CaCO}_3$  (комки заполнения и остаточные комки, см. рис. 19).

Значение колебательных движений, прослеженных в Дружинино, выясняется при сравнении с разрезами Волго-Уральской области, исследованными этим же методом, и разрезами других частей Русской платформы. Такой обзор показывает, что радаевское обмеление, как уже упоминалось, соответствует общеплатформенному поднятию, а верхнечерепетско-нижнекизелов-

ский оптимум — максимальному развитию турнейской трансгрессии [Максимова, 1977]. При этом как оптимальная пачка, так и вся трансгрессивная часть турнейского яруса по экологическим признакам обнаруживают сходство не только с аналогичными отложениями европейской части СССР, но и вообще с раннекаменноугольными трансгрессивными толщами иных, нередко удаленных районов. Такой же, как на Урале, порядок появления отдельных форм и групп животных по мере развития трансгрессии наблюдается, например, в глинистых осадках из виле Шотландии. Там, как и в Дружинино, из замковых брахиопод раньше всего, уже в первой фазе трансгрессии, появляются круритирисы. Примерно на том же уровне найдены редкие членики криноидей, но большей численности остатки лилий достигают лишь позже, при достаточном погружении, в устойчивой открыто-морской обстановке. И только к этой обстановке приурочены кораллы ругоза, расцветающие позднее всего [Ferguson, 1962].

Такова тектоно-седиментационная сторона проблемы, но и стратиграфические выводы в какой-то степени зависят от вторичных изменений пород. Доломитизация приводит к разрушению остатков фауны, в первую очередь редких, а уцелевшие, наиболее массовые формы могут дать неверное представление о возрастании вмещающих пород. Так, например, стратиграфическая интерпретация разреза Дружининского карьера заметно отличается у разных авторов, причем наибольшие расхождения относятся к толще микрозернистых известняков, в разной степени доломитизированных (рис. 24). В этой толще массовыми, фоновыми являются однокамерные корненожки, а многокамерные формы, важные со стратиграфической точки зрения, редки и распределяются в породах крайне неравномерно. Уже этот фациальный признак вносит элемент случайности в полученный каждым автором палеонтологический материал, а доломитизация усиливает преобладание фоновых ископаемых [Максимова, 1977]. У М.А. Воцакина [1966] большой мощностью отличается малевский горизонт, т.е. интервал, в котором не было найдено ничего, кроме однокамерных фораминифер. О.А. Щербаков и соавторы [1969] нижние 40 м микрозернистых сферовых известняков относят к литвинскому горизонту турне, поскольку в их материале не оказалось видов, характерных для позднего фамена. Б.И. Чувашову [1968], наоборот, не попались формы кобеитузанского комплекса, и он пришел к выводу, что отложения зоны кобеитузана-конензис (литвинский горизонт, по О.А. Щербакову) в Дружинино были размыты. Если мы обратимся к другим разрезам Волго-Уральской области, то увидим, что в тех случаях, когда геологи выделяют в турнейском ярусе, согласно подмосковной стратиграфической схеме, малевский и упинский горизонты или нерасчлененные малевско-упинские слои, известняки на этом уровне почти всегда оказываются доломитизированными, а в списках фораминифер фигурируют только однокамерные формы или однокамерные с примесью редких, плохой сох-





Р и с. 24. Стратиграфическое расчленение разреза Дружинино, по С.В. Максимовой (I), О.А. Щербакову (II), М.А. Воцакину (III) и Б.И. Чувашову (IV)

Ромбами отмечена зона интенсивной доломитизации

ранности многокамерных. Такое постоянное совпадение заставляет думать, что бедность микрофаунистических комплексов, так же как и в Дружинино, определяется не только их первичным составом, но и отрицательным влиянием доломитизации.

Вряд ли надо доказывать, что постседиментационное искажение палеонтологической характеристики каких-либо отложений существенно повышает вероятность неправильного определения их возраста и неверной корреляции разрезов. В особенности велика эта опасность при работе с керновым материалом, как правило, весьма отрывочным. Здесь еще более, чем при изучении естественных обнажений, надо правильно представлять весь ход и все особенности седиментационного процесса, которые позволяют критически оценить списки органических остатков и дают дополнительный материал для стратиграфических построений. Таким образом, не только для фациального анализа, но и для решения общегеологических вопросов изучение постседиментационных преобразований пород и восстановление их первичного облика совершенно необходимы.

## К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Формационный анализ в последние годы стал общепризнанным ведущим методом тектонических исследований. В значительной степени этому способствовал переход от анализа на уровне крупных формационных категорий (карбонатные, молаассовые, вулканогенные и другие формации) к анализу на основе детальных классификаций каждого класса формаций. В настоящее время большинство геологов, употребляющих термин "формация" (Ф), так же как и авторы статьи, исходят из определения Ф и общих положений Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, И.В. Хворовой, т.е. из положений хорошо известных и не нуждающихся в пересказе. Именно в рамках этого направления все шире завоевывают себе права гражданства классификации Ф по парагенезам, по вещественно-структурным особенностям, т.е. по признакам, свойственным самим Ф, хотя и отражающим их тектоническую природу. Тектонический контроль при выделении конкретных Ф бесспорно необходим, однако связь Ф и структур нередко оказывается сложной, поэтому уточнение ее возможно лишь после того, как удастся разработать детальную естественную классификацию Ф. Накопившийся опыт формационного анализа разрешает считать Ф категориями того же ранга, что и крупные структуры в пределах платформ и геосинклиналей, отделы и ярусы стратиграфической шкалы. Такое понимание Ф неизбежно приводит к выделению большого числа конкретных и абстрактных Ф. Эти общие положения формационного анализа вполне приложимы и к карбонатным Ф.

К сожалению, карбонатные Ф, несмотря на их широкое распространение, существенную значимость в народном хозяйстве и в теоретической геологии, изучены явно недостаточно. Отдельные карбонатные Ф выделялись Г.Х. Фюкселем, Н.С. Шатским, Н.М. Страховым, В.Г. Беличенко, Ю.Р. Беккером, В.Н. Григорьевым и М.А. Семихатовым, В.И. Драгуновым, В.Г. Кузнецовым и Б.К. Прошляковым, С.В. Максимовой, И.Г. Михеевым, А.Н. Расказчиковым, В.М. Цейслером, Э.Н. Яновым и другими геологами. Разнообразие карбонатных толщ и отсутствие разработанной систематики слагаемых ими Ф привели к тому, что в настоящее время в опубликованных работах упоминаются названия более 30 различных карбонатных Ф, но только отдельным из них дано определение и описание. Кроме того, одно и то же название нередко употребляется для весьма различных Ф. И.К. Королков сделана попытка систематизировать накопившийся материал по карбонатным формациям и

разработать классификационную схему. Этой схеме и ее принципиальному обоснованию посвящена глава 7.

Необходимость дробной классификации карбонатных Ф заставляет пересмотреть литологические критерии выделения конкретных Ф, в частности вопрос о том, как должны расцениваться результаты вторичных изменений карбонатных пород при формационном анализе, например доломитизация и окремнение известняковых толщ. Некритическое отношение к природе доломитов привело к тому, что значительная часть карбонатных толщ выделяется при формационном анализе как безликая "известняково-доломитовая Ф", единственным основанием для чего является преобладание в толще известняков и доломитов. Известняково-доломитовые Ф выделяются на платформе [Страхов, 1951 (известково-доломитовая)], в зоне перикратонных опусканий [Жузнецов, Прошляков, 1976], в миогеосинклиналях [Григорьев, Семихатов, 1961], в эвгеосинклиналях [Беличенко, 1969]. Эти Ф явно отличаются друг от друга многими формационными признаками (набором пород, экологическими показателями, мощностями, формой тела и др.), но все различия затушевываются определением "известково-доломитовые".

Нужно подчеркнуть, что наименование "известково-доломитовые Ф" применяется обычно для лишенных специфических, бросающихся в глаза признаков, слоистых карбонатных толщ, сложенных зернистыми и детритовыми известняками, т.е. наиболее обычными, широко распространенными породами. Многие другие карбонатные толщи, имеющие четко выраженное формационное лицо, например рифовые [Крашенинников, 1975], фитолитовые [Серебряков, Семихатов, 1973], также нередко в существенной степени сложены доломитами, первичными или вторичными, т.е. могут быть отнесены к известково-доломитовым, однако при определении их формационной сущности состав карбонатов и результаты их вторичных изменений за формационные признаки не принимаются. При этом доломитизация рифовых Ф сбрасывается со счета как вторичная, а колебания доломитности фитолитовых Ф рассматриваются как индивидуальные особенности конкретных Ф. Такое отношение к природе доломитов в карбонатных телах и привело к выделению огромной Ф, неопределенной по парагенезам и экологической характеристике. Если же посмотреть, какова роль первичных (седиментационных и седиментационно-диагенетических) вторичных доломитов в построении слоистых карбонатных Ф, то можно выделить среди них четыре типа.

1. Карбонатные Ф, образованные преимущественно первичными доломитами, тонкозернистыми, тонкослоистыми, немыми или со специфическим набором эвригалинной фауны и флоры. Такого типа доломиты нередко входят в парагенез самых различных карбонатных и эвапоритовых Ф, но в отдельных, редких случаях слагаются особые Ф. Пример таковой - Вальковская Ф (Вальковский парагенолит, по В.И. Драгунову с соавторами [1968]) ситурийского

возраста, распространенная на северной окраине Сибирской платформы. Вальковская Ф сложена примерно на 80% седиментационными доломитами (прочие породы – доломитовые мергели, глины, гипсы, ангидриты), распространена на большой площади, имеет незначительную мощность и плоскую общую форму.

2. Формации, в парагенезе которых преобладают седиментационно-диагенетические доломиты, т.е. известково-доломитовые толщи с изменчивым содержанием Са и Mg, но включающие явно обедненный комплекс фауны и флоры, нередко с массовыми следами разнообразной инфавуны. Ф такого типа также относительно редки. Типичный пример – Булайская Ф раннего кембрия Ангаро-Ленского перикратонного прогиба [Королюк, 1962; Чечель, 1973]. В основной парагенез Булайской Ф входят доломиты (седиментационные и седиментационно-диагенетические), хемогенные известняки, второстепенные члены – строматолитовые и микрофитолитовые доломиты и известняки, ангидриты, акцессорные – глины, мергели, доломитовая мука. Чередование пород частое, ритмичное, слоистость тонкая и очень тонкая. Органические остатки очень однообразные в систематическом отношении, редкие; частые следы ползания червей. Мощность Ф – 1000–2000 м; в настоящее время сохранилась лишь ее краевая часть, граничащая с соленосной Ф.

3. Формации, в которых преобладают детритовые и зернистые известняки, широко распространены вторичные доломиты, но встречаются и прослои первичных доломитов и доломитистых известняков. Преобладают пачки с нормально-морской фауной, имеются прослои с однообразной, хотя и массовой фауной эвригалинного облика. Типичная Ф этого типа – Московская Ф доломитизированных зоодетритовых известняков одноименной синеклизы. Главными членами ее парагенеза являются детритовые (от шламовых до крупнообломочных), биоморфные (фораминиферовые) и тонкозернистые известняки. Доломиты (вторичные при незначительном количестве первичных) составляют от 0 до 60% в отдельных пачках. Известняки богаты остатками разнообразной бентосной фауны. Общая форма тела Ф – крупная, очень плоская линза с хорошо прослеживаемыми различными карбонатными пачками, разделенными небольшими, но также выдержанными пачками глин, глинистых известняков. Слоистость выдержанная, преимущественно плоская, средняя. Характерно большое количество мелких перерывов, ритмичность всей толщи [Шатский, 1965; Хворова, 1953].

4. Формации детритовых слоистых известняков, в которых доломиты почти исключительно вторичные, соответственно вся толща (и известняки, и доломиты) содержат остатки обычного бентоса. Главные члены – разнообразные светлые детритовые известняки, причем поставщиком детрита являлись типичные для того времени бентосные животные шельфа; второстепенные породы – ракушники, водорослевые, хемогенные, тонкозернистые известняки, глинистые известняки, доломитизированные известняки; акцессорные – доломиты, глины. Типично чрезвычайно ма-

лое количество терригенных пород. Органогенные постройки редки и маломощны. Фауна обильная, разнообразная, распространенная четко зонально. Слоистость четкая, плоская, преимущественно средняя. Общая форма тела – плоская. Типичной Ф этого типа является Окская (среднее визе – серпуховской ярус Московской синеклизы), выделенная Н.С. Шатским, который подчеркивал ее принципиальное отличие от Московской Ф, и хорошо известная благодаря работам М.С. Швецова [1938], Л.М. Бириной, Т.Н. Бельской и А.И. Осиповой.

Для Окской Ф характерны широкое развитие на обширных площадях детритовых и детритово-фораминиферовых известняков, периодическое появление микрозернистых известняков со стигмариями, присутствие известняков с массовыми водорослями кальцифолюм и частые банки и скопления гигантопродуктосов и стриатифер. Доломитизация, в основном вторичная, наблюдается в отдельных зонах и на определенных стратиграфических уровнях.

Окремнение вторичное, незначительное. Есть пропластки глин. Наслоение плоское, выдержанное. Ритмичность выражена не четко, хотя многократное появление одних и тех же разновидностей пород отмечается часто. Имеются перерывы в седиментации и частые прослои автохтонных брекчий. Органогенные постройки отсутствуют, хотя потенциальные рифостроители (например, колониальные кораллы) весьма обычны. В распределении осадков и фаунистических комплексов очень часто проявляется зональная смена, детально описанная Т.Н. Бельской и А.И. Осиповой. Краевые части Ф резко отличны от центральных, в них преобладают терригенные компоненты.

Другим широко распространенным вторичным процессом в известняковых и доломитовых толщах является их окремнение. Действительно, во многих карбонатных толщах часто отмечают линзы и желваки кремней. Однако несмотря на распространенность, они не играют существенной объемной роли в общей массе осадков и, главное, для большинства из них нередко устанавливается вторичное происхождение – они заключают остатки той же фауны и флоры, что и окружающие породы, секут слоистость известняков. Поэтому при выделении типовых признаков в таких Ф, как Московская и Окская, кремнистость или не отмечается вовсе, или относится к второстепенным признакам.

Совершенно иной тип кремнистости наблюдается у ряда других карбонатных толщ, в которых кремнистые породы слагают существенную часть разрезов и содержат остатки кремневых организмов (радиолярий или губок, в мезозое и кайнозое – диатомовых водорослей). Известняки в таких толщах также характеризуются определенным своеобразием – заключенный в них комплекс органических остатков всегда отличается от фауны и флоры чисто карбонатных отложений меньшим таксономическим разнообразием и преимущественным развитием эврифацциальных групп и форм.

Карбонатные толщи с кремнистостью этого типа выделяются нами в особую группу кремнисто-карбонатных Ф, объединяющую несколько различных типов Ф. Представителями двух из них можно считать Печорскую и Зилимскую Ф. Печорская Ф ранее была описана как доманиковая Ф [Максимова, 1970]. Однако название это следует признать неудачным, потерявшим смысл, так как разные авторы называли доманиковой фацией или доманиковой Ф совершенно различные толщи, не только кремнисто-карбонатные, но и терригенные, разного генезиса и разной тектонической позиции. С другой стороны, к настоящему времени появились некоторые новые данные, позволяющие дать Ф этого типа более точное наименование — фтаниитоидно-карбонатные.

Печорская фтаниитоидно-карбонатная Ф слагается часто чередующимися темноцветными породами — в разной степени кремнистыми известняками и прерывистыми пропластками силицитов, образованными рядами плоских пластовых линз черного кремня. Характерны обогащение органическим веществом и битуминозность. Фауна морская, представлена бентосными (пелециподы, некоторые остракоды, местами брахиоподы), нектонобентическими свободноподвижными (головоногие) и планктонными (радиолярии, кониконхии, остракоды семейства энтомида) формами. Водоросли отсутствуют. Типичный пример — доманиковый горизонт французского яруса Тимано-Печорской и Волго-Уральской областей.

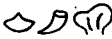
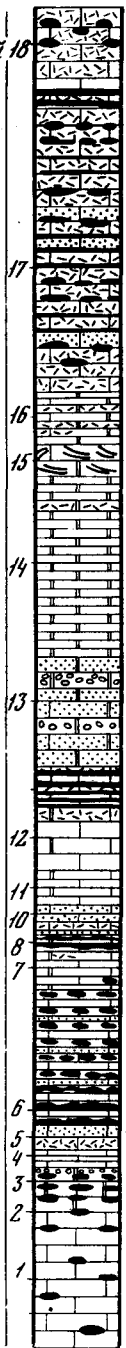
Фтаниитоидно-карбонатная Ф доманикового горизонта имеет небольшую мощность (20–100 м), но тянется широкой меридиональной полосой по восточному краю Русской платформы. В одном латеральном ряду с ней, хотя и не в прямом контакте, находится верхняя часть мукасовских кремнистых сланцев восточного склона Урала, которые представляют собой силициты, содержащие 5–10% глинистого материала и часто значительную примесь пирокластички алевритовой размерности [Смирнов, Пумпянский, 1975]. Основные породы формации: кремнеизвестняки (26–48% свободной  $\text{SiO}_2$ ), известняки микрозернистые кремнистые (10–35% свободной  $\text{SiO}_2$ ), известняки микрозернистые кремнисто-глинистые (5–19%  $\text{SiO}_2$ , от 7,5 до 26% глинистого материала), а также однообразные органигенные известняки — кониконховые, пелециподово-кониконховые, пелециподово-кониконхово-остракодовые. Во всех перечисленных типах пород встречаются рассеянные микровключения фосфата,

---

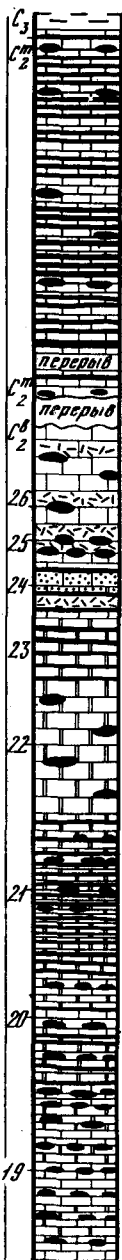
Р и с. 25. Стратотипический разрез Зилимской формации

Известняки: 1 — зернистые, 2 — детритовые, 3 — мелкодетритовые и шламовые, 4 — оолитовые; 5 — доломитизированные известняки и доломиты; 6 — кремневые прослои; 7 — кремневые стяжения; слоистость в известняках: 8 — массивная, 9 — средняя, 10 — тонкая; 11 — брахиоподы; кораллы: 12 — колониальные, 13 — одиночные; 14 — мелкие фораминиферы; 15 — водоросли; 16 — углареллы; 17 — мшанки; 18 — спизулы губок; 19 — криноидеи

слой 18



слой 19



Кремни  
0,1-0,2 м  
со спикулами

Доломит 0,2-0,5 м,  
кремни 0,1-0,2

	1		10
	2		11
	3		12
	4		13
	5		14
	6		15
	7		16
	8		17
	9		18
	19		

с которыми связана некоторая их обогащенность фосфором [Максимова, 1970].

Из второстепенных пород характерны силициты (88–91% свободной  $\text{SiO}_2$ ), микрозернистые известняки с обильными радиоляриями, кремнистые мергели, доломиты и горючие сланцы (четырёхкомпонентные породы с содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  более 16%). Второстепенные породы встречаются не обязательно в полном наборе, и каждая в отдельности распространена не повсеместно, но та или иная их комбинация закономерно присутствует во всех разрезах.

Силициты доманикового горизонта И.В. Хворова отнесла к группе карбонатных фтанитов и отметила, что по микроструктуре они ближе всего к геосинклинальным силурийским фтанитам Южного Урала [Хворова, Дмитрик, 1972]. Однако кремнеизвестняки и известняки кремнистые этого горизонта также обладают целым рядом признаков, типичных для фтанитов [Хворова, 1968; Хворова, Дмитрик, 1972], — темной окраской, повышенным содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$ , существенно халцедоновым составом кремнезема, обилием остатков радиолярий и присутствием стяжений фосфата. Это как бы фтаниты, сильно разбавленные известковым илом, в результате чего кремнезем перестал быть основным компонентом породы, а видимые простым глазом прослойки и конкреции фосфата превратились в микроскопические включения.

Фтанитоидно-карбонатная Печорская Ф сохраняет в общих чертах свой облик на всей занятой ею территории, хотя соотношения и основных, и второстепенных типов пород колеблются в широких пределах. Краевая западная градиция отличается увеличением количества глинистого материала в составе пород, уменьшением степени кремнистости толщи в целом (в том числе исчезновением пропластков силицитов) и возрастанием разнообразия и числа экземпляров брахиопод.

Зилимская Ф (рис. 25) охватывает отложения башкирского и московского ярусов западного склона Башкирского поднятия и слагается ритмичным переслаиванием карбонатных пород (известняков и доломитов) с силицитами. Частое чередование светлых полос (карбонаты) с темными (силициты) создает характерный матрасоподобный облик толщи. Природа силицитов специально не изучалась, но в некоторых прослоях установлено наличие массовых спикул кремневых губок [Хворова, 1961]. В карбонатных пропластках, кроме того, встречаются кремниевые желваки, частью постседиментационного происхождения, — они секут слоистость и содержат ту же фауну, что вмещающие известняки. В сумме кремнистые породы составляют до 30% мощности формации.

В нижней части формации (башкирский ярус) карбонатные породы заметно преобладают над кремнистыми, и здесь не сосредоточены все доломиты, вторичные и первичные (?). Известняки представлены микро- и тонкозернистыми, шламовыми, полидетритовыми, водорослевыми и водорослево-фораминиферовыми



разностями. Иногда они слагают пачки мощностью до 10-20 м с богатой и разнообразной фауной (фораминиферы, брахиоподы, одиночные и реже колониальные кораллы, хететесы, сирингопоры, мшанки, криноидеи). В этих же пачках часто встречаются водоросли - донещеллы и унгдареллы.

В верхней части формации наблюдается максимальная насыщенность силицитами. Здесь они образуют прослои от 1 до 25-30 см, чередующиеся с близкими по мощности прослоями известняков. В пачках, наиболее обогащенных силицитами, органические остатки становятся гораздо более редкими и более разнообразными по таксономическому составу. Тут практически отсутствуют мшанки и криноидеи (встречены только непосредственно в кровле формации), однообразны и бедны кораллы, почти не отмечены водоросли. Комплекс фораминифер также несколько обеднен по сравнению с таковыми в карбонатных толщах Приуралья (устное сообщение Г.Д. Киреевой). Соответственно среди известняков редки водорослевые и водорослево-фораминиферовые разновидности, но встречаются скопления брахиопод, иногда - брахиоподовые ракушники. Распространена Ф только на склоне Башкирского поднятия. Восточная граница ее - эрозионная, западная точно не установлена, но можно предполагать, что полоса распространения Ф очень узкая, так как в скважинах Предуральского прогиба вскрывается Ф типа Московской. Переход между Ф, возможно, постепенный, поскольку в восточных скважинах в известняково-доломитовой толще отмечается небольшое окремнение. Зилимская Ф подстилается формацией типа Московской, перекрывается маломощной терригенной.

Последний вопрос, на котором мы хотели бы остановиться, - это вопрос об объеме формаций. Сделаем это на примере сравнительно хорошо изученных позднефаменско-турнейских отложений Волго-Уральской области. К ним уже обращались при формационном анализе, причем ряд авторов выделял среди них три разновозрастные формации. Мы же считаем, что весь этот комплекс правильней рассматривать как единую Ф, условно названную тройственной ввиду ее четкой трехчленности. Различные типы разрезов ("сводовый", "рифовый" и "депрессийный") образуют при этом градации одной Ф, а тесная связь всех градаций, явное господство первой (сводовой) и подчиненная роль остальных (см. данное ниже описание) могут служить обоснованием нашей точки зрения. При предлагаемом нами объеме Ф она окажется распространенной на всем Волго-Уральском перикратонном прогибе.

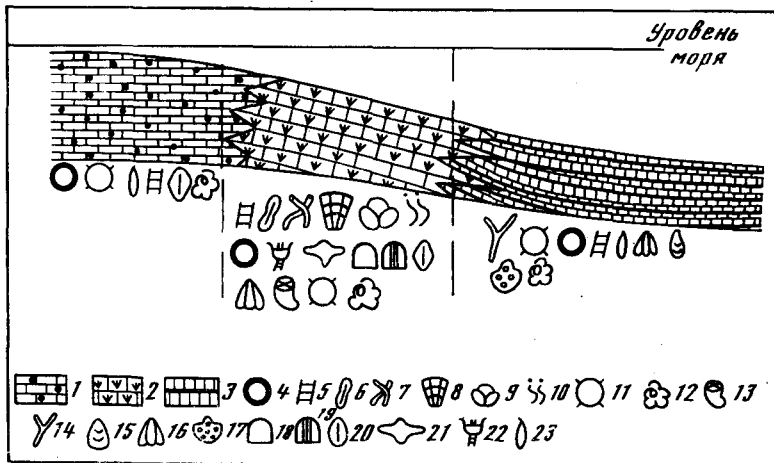
Тройственная формация представляет закономерное сочетание осадков, накопившихся на сводовых поднятиях, создававших положительные элементы рельефа морского дна, на их склонах и на дне прогибов, разделявших своды. Типичный пример - фаменско-нижнетурнейская карбонатная толща Волго-Уральской области.

К приподнятым участкам приурочены так называемые сферовые и сферово-узурчатые известняки, т.е. микрозернистые известняки с обильными или массовыми однокамерными фораминиферами и сферическими водорослями. Другая флора и фауна — трубчатые водоросли, многокамерные фораминиферы, остракоды, мелкие эврифацциальные брахиоподы — немногочисленна и распределяется крайне неравномерно. Все органические остатки в сумме составляют 20–25% породы, преобладает всегда хемогенный тонкодисперсный кальцит. Характерна вторичная доломитизация, нередко весьма интенсивная, и пятнистая перекристаллизация ("узоры"). Мощность 100–350 м.

Отложения верхней части склонов представлены или детритусовыми нодозинелловыми известняками, которые встречаются и за пределами этой зоны, или полифитными известняками, отличающимися обилием и разнообразием водорослей и более богатой и разнообразной бентосной фауной, чем сферовые и нодозинелловые известняки. В нижней части склонов и в осевых зонах прогибов нодозинелловые и полифитные известняки замещаются темноцветными, битуминозными, глинисто-кремнисто-карбонатными или просто кремнисто-карбонатными отложениями доманикоидных фаций. Преобладающий тип породы в этих зонах — темные, микрозернистые, битуминозные известняки, в разной степени окремнелые, нередко слабо или умеренно доломитизированные. Подчиненные породы: известковистые спонголиты, известковистые радиоляриты, водорослевые (нодозинелловые) известняки, полидетритовые известняки, доломиты, сланцы битуминозные, кремнистые и глинисто-кремнистые. Вместе с остатками кремневых организмов встречаются фораминиферы, сферические и трубчатые водоросли, остракоды, редкие брахиоподы. Набор и количество водорослей почти такие же, как в сферовых известняках на сводах (рис. 26). По нашим и литературным данным, мощность темноцветных отложений колеблется от 100 до 300 м.

Учитывая противоречивость стратиграфических разбивок разных авторов и неясность многих стратиграфических границ, наиболее вероятным представляется, что в одних случаях мощность доманикоидных фаций может быть несколько меньше, чем светлых сфероидных, в других случаях она больше или примерно одинакова, но в общем мощности одновозрастных разнофацциальных толщ различаются мало.

Слоистость в доманикоидных отложениях четкая, горизонтальная, преимущественно тонкая, остальным двум членам Ф свойственна неясная горизонтальная слоистость, средняя или толстая. Наибольшие площади занимают сферовые микрозернистые известняки, а склоновые и доманикоидные фации образуют узкие полосы среди поля их развития. С этой Ф в верхнем девоне Волго-Уральской области связаны образования, которые геологи-нефтяники выделяют по геофизическим данным и называют рифами. Однако



Р и с. 26. Схема сочетания фациальных комплексов, входящих в состав тройственной формации

Известняки: 1 - сферовые и сферово-узурчатые, 2 - полифитные, 3 - темноцветные доманикоидные фаши; водоросли: 4 - сферические, 5 - нодозинеллы, 6 - иссинеллы, 7 - гирванеллы, 8 - паракететес и соленопора, 9 - ренальцис, 10 - сверлящие; фораминиферы: 11 - однокамерные, 12 - многокамерные; 13 - одиночные кораллы; 14 - спикулы кремневых губок; брахиоподы: 15 - лингулы, 16 - камаротехии, 17 - хонетипустулы, 18 - авонии, 19 - продуктыны, 20 - круритирисы, 21 - мукроспириферы; 22 - криноидеи; 23 - остракоды

они существенно отличаются от органогенных построек всех других типов: 1) их мощность близка к мощности окружающих пород, а углы склонов очень пологие, измеряемые минутами и несколькими градусами, при 20-30° у рифовых и биогермных массивов, 2) фациальная зональность в пределах таких тел отсутствует, а слагаются они в основном сферовыми и сферово-узурчатыми известняками [Королюк, Михайлова, 1975].

Приведенный выше материал достаточно определенно показывает, что лишь сравнительно дробные, узко понимаемые Ф с четкой характеристикой формационных признаков действительно отражают крупные особенности историко-геологической обстановки, а не затушевывают их, как это делала всеобъемлющая "известково-доломитовая Ф". Поэтому нам хочется еще раз подчеркнуть всю важность и необходимость изучения и достаточно полного описания конкретных Ф, на основе которого только и можно делать дальнейшие выводы, в том числе о связи Ф с тектоникой.

## СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Как говорилось в главе 6, нами принимаются основные положения формационного анализа, неоднократно сформулированные Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым. К сожалению, эти общие положения оставляют возможность для больших колебаний в определении объема конкретных формаций (Ф), что приводит к тому, что одни исследователи понятие Ф ставят в один ряд с понятиями "платформа", "геосинклиналь", другие — с более мелкими структурами. Исходя из положения, что Ф — понятие того же ранга, что антеклиза, синеклиза, авлакоген и т.п., считаем необходимым выделять как формации карбонатные толщи, обособленные по литолого-экологическим, текстурным и общим морфологическим показателям, охватывающие не менее яруса, распространение которых контролируется (не всегда, но часто) структурами первого порядка.

При разработке схемы классификации карбонатных Ф учтен опыт классификации прочих формаций, имеющийся в работах А.И. Анатольевой, Б.М. Келлера, Н.Б. Вассоевича, И.В. Хворовой, С.В. Максимовой, О.А. Мазаровича, Т.И. Фроловой и многих других геологов. Все упомянутые исследователи классифицировали Ф по парагенезисам пород, по взаимоотношениям пород в Ф и общей форме изучаемого тела. Тектоническая сущность Ф при таком подходе к классификации учитывается, но предполагается, что она должна находить выражение в комплексе парагенетических и прочих вещественных и структурных признаков Ф. Одна из конечных целей формационного анализа — выделение наборов Ф, свойственных определенным структурным элементам и определенным стадиям их развития, будет достижима лишь после разработки вещественно-структурной классификации Ф и изучения на единой систематической основе формационных рядов значительного числа конкретных регионов.

Признаки, используемые для выделения типов Ф, уже неоднократно рассматривались В.И. Драгуновым [1973], Г.Ф. Крашенинниковым [1975] и многими другими. Главными нам представляются признаки, наблюдаемые в разрезах, т.е. набор и количественные соотношения пород, находящиеся в парагенезисе, характер взаимоотношений пород (смешанное залегание, частое или редкое переслаивание и т.п.), мощность, общая форма тела, текстура толщи, масштаб ритмичности, количество перерывов и др. Для карбонатных толщ особенно важное значение имеют органогенные постройки, поэтому количество и тип органогенных построек приняты за

важный классификационный признак. Прочие формационные признаки — градиент мощности, соотношение мощности и площади распространения, степень асимметрии, парагенетические или генетические (фациальные) ряды, связь со структурами — также учитывались при выделении конкретных Ф, однако они далеко не всегда могут быть использованы как диагностические признаки типов Ф. Так как Ф являются крупными сложными телами, то строение их центральных и краевых частей бывает существенно различным и нередко краевые части Ф разных классов литологически более близки друг другу, чем разрезы центральных и краевых частей одной и той же Ф. В частности, в краевых частях карбонатных Ф нередко обособляются терригенно-карбонатная, терригенная, сульфатно-карбонатная градации.

В настоящее время подавляющему числу выделенных Ф разных классов даются литологические названия по преобладающим членам парагенеза, что в принципе представляется нежелательным, так как такие названия излишне подчеркивают одни качества Ф и затемняют другие, нередко не менее важные, а также ведут к излишне упрощенному пониманию принципов классификации Ф. Но пока мы сохраняем за многими типами литологические названия, хотя, возможно, лучше было бы назвать их "Ф типа Московской" и т.п., как это уже делалось Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым, В.Г. Григорьевым и рядом других геологов.

Необходимо четкое разграничение классификационных понятий и терминов для обозначения структурного положения и пространственных соотношений Ф. Понятия "ряд", "ассоциация", "комплекс" Ф вслед за многими исследователями употребляются нами для характеристики пространственных соотношений Ф, различные части конкретных Ф, согласно И.В. Хворовой [1953], называем градациями.

Принимается следующая иерархия таксономических категорий: надкласс — класс — подкласс — группа — подгруппа — тип. Тип объединяет сходные конкретные Ф, т.е., по существу, соответствует понятию "абстрактная Ф" Н.П. Хераскова. Для каждого типа признается необходимым выделение типовой конкретной Ф и указание автора Ф.

Отдельные типы карбонатных Ф описаны Н.М. Страховым [1951], В.Н. Григорьевым [1961], Р.О. Хачатряном [1964], С.В. Максимовой [1963, 1970], Б.М. Келлером [1973], С.Н. Себряковым и М.А. Семихатовым [1973], Г.Ф. Крашенинниковым [1975], В.Г. Кузнецовым и Б.К. Прошляковым [1976], В.М. Цейслером [1975] и др. Разными авторами выделяются конкретные карбонатные Ф, которым дано более 30 различных типовых названий, однако для редких из них приведено описание, и главное — в большинстве случаев не подчеркнуты формационные признаки и не дано обоснование выделения особых типов Ф. Накопившийся материал по конкретным карбонатным Ф позволяет предложить вариант их классификации.

Карбонатные  $\Phi$  составляют класс в надклассе осадочных  $\Phi$ ; выделяются два подкласса  $\Phi$  – собственно карбонатные и смешанно-карбонатные. Примесь некарбонатных пород есть в  $\Phi$  обоих подклассов, но в первых – значительная и преимущественно в краевых частях тел  $\Phi$ , во вторых – значительная (20–40% всего объема  $\Phi$ ). Каждый подкласс объединяет несколько групп (табл. 4).

Группы выделены по парагенезам карбонатных пород и по характеру преобладающих органогенных построек, типы  $\Phi$  – по парагенезам и резкому изменению отдельных формационных признаков.

Группу, названную нами кархем, составляют  $\Phi$ , в парагенезе которых преобладают тонкозернистые, тонко- и микрослоистые хемогенные и биохемогенные известняки, первичные доломиты или диагенетические доломиты, а органогенные постройки представлены почти исключительно строматолитовыми биостромами. Второстепенные члены в парагенезах  $\Phi$  группы кархем – гипсы, ангидриты, детритовые известняки (доломиты).  $\Phi$  группы кархем нередко соседствуют с эвапоритовыми  $\Phi$  и поэтому иногда рассматриваются как градации последних. От эвапоритовых  $\Phi$  отличаются как набором главных членов, так и преимущественным распространением гипсов, ангидритов в краевых частях  $\Phi$ . Относительно часто  $\Phi$  этой группы распространены в перикратонных прогибах. Типы внутри группы кархем различаются прежде всего по генетическому типу преобладающих доломитов и по их общему количеству.

Группу карбио составляют  $\Phi$ , в парагенезе которых преобладают детритовые и биоморфные известняки, иногда – доломитизированные. Органогенные постройки редки и маломощны, представлены обычно биогермами или биостромами из разнообразного комплекса каркасных организмов. Для всех  $\Phi$  группы карбио характерны четкая стратификация, тонкая, средняя и грубая слоистость.

Подгруппы группы карбио различаются по общей экологической характеристике порообразующих организмов. В первой – основу составляют остатки бентоса, во второй – планктона. Бентосогенные  $\Phi$  широко распространены преимущественно на платформах, планктоногенные – в геосинклинальных прогибах и современных океанах, но и те и другие встречаются в разных тектонических областях. Общую характеристику  $\Phi$  группы карбио можно представить себе по хорошо известным описаниям типичных  $\Phi$  – Московской и Окской, различающихся главным образом количеством вторичных доломитов.

Особый тип  $\Phi$  образует мощные толщи разнослоистых и разнообразных известняков и доломитов, часто встречающиеся в геосинклинальных областях. В них чередуются пачки как очень разных по типу карбонатов, – немых, хемогенных, зернистых с рассеянными остатками бентосной фауны, зернистых с нектоно-планктонной и планктонной фауной, детритовых с широко распространенной мелководной фауной, так и пачки, резко отличающиеся по характеру слоистости (переменяются пачки тонкослоистые, средне- и гру-

Т а б л и ц а 4

Схема классификации карбонатных формаций

Класс	Подкласс	Группа	Подгруппа	Тип	Пример
1	2	3	4	5	6
Карбонатные	Собственно карбонатные	Кархем		Доломитовая	Вальковская, силур Средняя Сибирь, Игарко- Норильский перикратон
				Доломитистая	Булайская, нижний кембрий, Ангаро-Ленский перикратонный прогиб
				Тройственная	Фамен-турнейские отложения Западно-Уральского перикратона
				Пелитоморфных известняков	Не описана
		Карбио	Бентосогенные	Слоистых известняков	Окская, визе-намюр, Московская синеклиза
				Известняков, доломитизированных известняков	Московская, средний-верхний карбон, Московская синеклиза
				Мощных разнослоистых карбонатов	Сонкульская? Верхний девон - нижний карбон, Сонкульская структурная зона Тянь-Шаня
				Писчего мела	Мел, Восточно-Европейская платформа
				Планкто-ногенные	Пелагическая
		Рифогенная		Рифовая	Герцинская рифовая Урала, силур - нижний девон, склоны сланцевых прогибов
				Биогермных массивов	Ишимбаевская, ассельско-артинские отложения, Предуральский прогиб

Таблица 4 (окончание.)

1	2	3	4	5	6
Карбонатные			Банково-рифовая	Толтровая, неоген, Прикарпатье	
			Биоритмитная	Холычская, рифей, Патомское поднятие	
			Слоистых известняков с рассеянными биогермами	Сармат, Прикарпатье	
	Смешанно-карбонатные	Терригенно-карбонатные	Карбонатная депрессионная	Селеукская, ассельско-артинские отложения, впадина Предуральяского прогиба	
			Карбонатный флиш	Мел, Кавказ	
			Терригенно-фитолитовая	Улунтуйская, рифей, Прибайкальская миеогеосинклиналь	
		Вулканогенно-карбонатные	Рифогенно-вулканогенная	Петропавловская, силур-нижний девон, Восточный Урал	
			Эффузивно-карбонатная	Верхняя юра, Армения	
			Туфогенно-карбонатная	Нижний карбон, Кузбасс	
	Кремнисто-карбонатные	Спонголитовая	Куруильская, нижний карбон, Зилаирский синклинирий		
		Фганитоидно-карбонатная	Доманикован, верхний девон, Приуралье		
		Полосчатая ("матрасная")	Зилимская, средний карбон, Башкирский антиклинорий		

бослоистые, массивные), многим пачкам свойственна листоватость, плитчатость. Среди известняков встречаются прослои и линзы кремня, реже - тонкие прослои аргилитов. По корам выветривания нередко развиваются бокситы. Породы часто темные, черные, иногда красные. Мощность толщ измеряется сотнями и несколькими тысячами метров. Органические остатки по толще распространены очень неравномерно, что приводит нередко к грубой стратификации толщ. Примером такой Ф являются позднедевонские - нижнекаменноугольные отложения Тянь-Шаня, Присокулумь.

Особую группу составляют различные рифогенные Ф, которые объединены наличием в них значительных по количеству органоген-



ных построек. В зависимости от типов органогенных построек, от характера их сочетаний между собой, их количества и сохранности выделяются следующие типы рифогенных Ф.

Рифовые – карбонатные толщи, сложенные почти исключительно биогермными известняками и продуктами их разрушения, содержат разные по величине рифовые массивы, иногда очень крупные, обособленные, нередко мелкие, тесно переплетающиеся с обломочными породами, происшедшими за счет их разрушения.

Биогермных массивов – карбонатные толщи обычных детритовых известняков, содержащие значительное количество изолированных рифовых и биогермных массивов.

Биоритмичные – толщи частото ритмичного переслаивания биостромов или пластов биогермов с разнообразными карбонатными породами.

Банково-рифовые – карбонатные толщи с четко выраженным направленным развитием от обычных детритовых слоистых толщ через горизонты банковых поселений к биогермным известнякам рифовых фаций.

Слоистых известняков с рассеянными биогермами – толщи обычных слоистых известняков, содержащие горизонты и зоны массового развития мелких биогермов. От Ф биогермных массивов отличаются отсутствием крупных массивов, резким преобладанием биогермов, относительно постоянной мощностью толщи в зоне массовых биогермов и вне их, т.е. органогенные постройки включены в толщу, не изменяя принципиально ее мощности.

В подклассе смешанно-карбонатных Ф по составу второстепенных членов ассоциаций выделены: группа терригенно-карбонатных формаций, кремнисто-карбонатных, вулканогенно-карбонатных.

Предлагаемую классификацию следует рассматривать лишь как рабочий вариант, нуждающийся в дальнейших уточнениях.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алекси́н А.О. Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 248 с.
- Безруков П.Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с геотектоникой. - Геотектоника, 1974, № 1, с. 3-17.
- Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Вишняков С.Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4, с. 80-91.
- Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северозападной окраины Русской платформы. - Тр.ЛГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 209-254.
- Вощакин М.А. Характеристика турнейских отложений разреза у ст. Дружинино на Среднем Урале. - Науч. тр. Перм. политехн. ин-та, 1966, сб. 23, с. 31-41.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1, с. 30-45.
- Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). Новосибирск: Наука, 1975. 108 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 207).
- Дажо Р. Основы экологии. М.: Прогресс, 1975. 415 с.
- Драгунов В.И., Либрович В.Л., Матухин Р.Г., Менер В.В. Анализ размещения парагенераций как основа тектонического и минералогического районирования. - В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1968, с. 109-110.
- Драгунов В.И. Анализ размещения парагенераций как основа тектонического и минералогического районирования. - В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1973, с. 1-23.
- Ельцина Г.Н., Емельянов Е.М. Связь между минералогическим, химическим и гранулометрическим составом современных биогенных карбонатных осадков (на примере Атлантического океана). - Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5, с. 3-15.
- Захаров Е.Е., Крестин Е.М. Типы эндогенного оруденения и некоторые закономерности их размещения в кристаллическом фундаменте и чехле центральных районов европейской части СССР. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 12, с. 47-58.
- Зеленов К.К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. - Тр.ЛГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 28-50.
- Золотарев В.Н. Ранние диагенетические изменения химического состава раковин морских моллюсков. - Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3, с. 20-30.
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

- Келлер Б.М. – Сравнение скоростей осадконакопления рифей и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 10–12.
- Кони́ков А.З., Ша́лек Е.А. Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья. – В кн.: Фаши и геохимия карбонатных отложений. Л., Таллин, 1973, с. 118–119.
- Ко́нюхов И.А. Опыт изучения мезозойских отложений Восточного Предкавказья. М.: ГОСИНТИ, 1958. 126 с.
- Ко́нюхов И.А. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с их нефтегазоносностью. – Тр. КЮГЭ АН СССР, 1959, вып. 3, с. 9–400.
- Копели́ович А.В. Эпигенез древних толщ юга–запада Русской платформы. – Тр. / ГИН АН СССР, 1965, вып. 121. 309 с.
- Коре́ннов Ю.Ф. Об эволюции химического состава вод океана в палеозое. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., т. 49, 1974, № 3, с. 141.
- Королю́к И.К. Сравнительная характеристика формаций рифей и кембрия Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 128 с.
- Королю́к И.К., Миха́йлова М.В. Классификация ископаемых органических построек. – В кн.: Ископаемые органические постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975, с. 47–48.
- Кра́шенинников Г.Ф. Карбонатная рифовая формация. – В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975, с. 5–20.
- Кузнецов В.Г., Про́шляков Б.К. Палеозойские карбонатные формации юго–востока Русской платформы и их нефтегазоносность. – Геол. нефти и газа, 1976, № 11, с. 26–32.
- Лиси́цын А.П. Осадкообразование в океанах: Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Логви́ненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 91 с.
- Логви́ненко Н.В. Бич-рок некоторых островов Тихого океана. – Литол. и палеогеогр., 1976, вып. 2, с. 133–147.
- Ма́ксимова С.В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 90 с.
- Ма́ксимова С.В. Эколого–фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 84 с.
- Ма́ксимова С.В. Отличия комплексов разновозрастных карбонатных пород в регионах с неодинаковой историко–геологической обстановкой. – В кн.: Фаши и геохимия карбонатных отложений. Л.: Таллин: 1973, с. 54–57.
- Ма́ксимова С.В. Турнейское осадкообразование в восточной части Русской платформы. – Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2, с. 15–23.
- Ма́ксимова С.В. Водоросли–породообразователи и водорослевые фаши. – В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: Палеобиоценозы и условия осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1977, с. 70–79.
- Ма́ксимова С.В., Поло́нская Б.Я., Розо́нова Е.Д. Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М.: ИГиРГИ, 1976. 58 с.
- Ма́мет А.Х., д'Альби́ссин. Влияние давления и температуры на известняки. – В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1971, т. 2, с. 154–165.

- Мандрикова Н.Т., Пероззо Г.Н., Федюшина В.И. Экспериментальные работы по синтезу протодоломита. - В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 79-89.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963, 143 с.
- Никольская Ю.П., Гордеева Г.И. Физико-химические исследования условий формирования доломита в природе. - В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1973, т. 4, кн. 1, с. 314-325.
- Осипова А.И., Бельская Т.Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород и некоторые особенности этих изменений. - Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1975, № 1, с. 68-81.
- Пустовалов Л.В. Ратовкит Верхнего Поволжья. - В кн.: Материалы к минералогии и геохимии Подмосковного бассейна. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1973. 71 с.
- Рейтлингер Е.А. Характеристика озерских и хованских слоев по микроскопическим органическим остаткам. - Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 14, с. 136-172.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ю.П. Казанский, Е.П. Акульшина, Ю.В. Давыдов и др. Новосибирск: Наука, 1973. 268 с.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). - Геохимия, 1976, № 8, с. 1252-1277.
- Самойлов Я.В., Пустовалов Л.В. К литологии карбонатных осадочных пород: Известняки и мергели Тверской губернии. - Тр. Ин-та прикл. минер., 1926, вып. 26, 72 с.
- Сендерс Дж.И., Фридман Дж.М. Генезис и распространение известняков. - В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1970, т. 1, с. 165-248.
- Серебряков С.Н., Семихатов М.А. Фитогенные карбонатные породы рифея. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 293-295.
- Смирнов Г.А. Пумпянский А.М. Кремнистые породы франского яруса Урала. - Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1975, вып. 115, с. 36-52.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала: Очерк IV. Турнейский век. Свердловск: ИГиГ, 1967. 204 с.
- Соловьев А.В. Верхнеюрские рифогенные массивы Кавказа - возможные резервуары нефти. - Нефтегаз. геол. и геофиз., 1964, № 11, с. 3-5.
- Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. - Тр. ИГН, 1951, вып. 124. 371 с.
- Страхов Н.М. О типах и генезисе доломитовых пород. - Тр. / ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 5-27.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1, 212 с.
- Страхов Н.М. Бурение на дне океана и его значение для познания послерифейского литогенеза. - Литол. и полезн. ископ. 1971, № 5, с. 3-22.
- Страхов Н.М. Диагенез: Геологический словарь. М.: Недра, 1973, т. 1, с. 221-222.
- Тафт У.Х. Физикохимия карбонатонакопления. - В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1971, т. 2, с. 112-122.
- Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 213 с.

- Уилсон М.Е. Докембрий Канады (Канадский щит). - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 236-369.
- Фридман Дж.М., Сендерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов. - В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1970, т. 1, с. 249-319.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на Северо-Западном Кавказе и их роль в распределении фаций мезозоя и кайнозоя. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 4, с. 53-71.
- Хачатрян Р.О. - Формации девона и карбона востока Русской платформы. - ДАН СССР, 1964, т. 159, № 6, с. 633-637.
- Хворова И.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. - Тр./ПИИ АН СССР, 1953, вып. 43. 220 с.
- Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.
- Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формация южного Урала. - Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 37. 307 с.
- Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1, с. 8-136.
- Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Микроструктуры кремнистых пород. - В кн.: Тр./ГИН АН СССР. М.: Наука, 1972, вып. 246, с. 1-49.
- Холодов В.Н. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании (опыт геохимико-металлогенического анализа). - Литол. и полез. ископ., 1975, № 6, с. 50-69.
- Холодов В.Н., Комарова Г.В., Лисицын А.К. К проблеме эпигенетического доломитообразования. - В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1973, с. 107-108.
- Хрисчев Хр. Некоторые аспекты постседиментационной эволюции ургонских известняков Предбалканья (в свете новых данных о современных и плейстоценовых известковых осадках). - Изв. Геол. ин-та Сер. стратигр. и литол., 1970, вып. 19, с. 205-227.
- Цейслер В.М. Вопросы тектонического анализа осадочных геологических формаций: Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М., 1975, с. 1-48.
- Чечель Э.И. Карбонатная формация венда и кембрия Ангаро-Ленского прогиба. - В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л., Таллин, 1973, с. 29-31.
- Чилингар Дж.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород. - В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 165-290.
- Чувашов Б.И. История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 130 с.
- Шатский Н.С. О геологических формациях. - Избранные труды. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 7-12.
- Шведов М.С. История Московского каменноугольного бассейна в диантскую эпоху. - Тр. МГРИ, 1938, т. 12, с. 1-218.
- Шведов М.С. Петрография осадочных пород. 3-е изд. М.: Госгеолтехиздат, 1958а. 415 с.
- Шведов М.С. О некоторых вторичных изменениях известняков. - Тр. МГРИ, 1958б, т. 33, с. 5-31.
- Шведов М.С. К вопросу о диагенезе. - В кн.: Вопросы седиментологии. М.: Госгеолгиздат, 1960, с. 153-161.

- Ш е р б а к о в О.А. О некоторых вопросах стратиграфии турнейского яруса на западном склоне Среднего Урала. – Науч. тр. Перм. политехн. ин-та, 1966, сб. 23, с. 15–27.
- Ш е р б а к о в О.А., П о с т о я л к о М.В., Г а р а н ь И.М. и др. О стратиграфии нижнекаменноугольных отложений западного склона Урала: Характеристика Дружининского опорного разреза. – Науч. тр. Перм. политехн. ин-та, 1969, сб. 38, с. 45–63.
- B a n e r j e e A. A short note on the beachrock of Andamans. – Bull. Oil and Natur. Gas commiss., 1964, 1, p. 42–43.
- B a r t l e t t G r A., G r e g g s R.G. Carbonate sediments: oriented lithified samples from the North Atlantic. – Science, 1969, 166, no 3906, p. 740–741.
- B a t h u r s t R.G. Problems of lithification in carbonate muds. – Proc. Geol. Assoc., 1970, 81, no. 3, p. 429–440.
- B a t h u r s t R.G. Carbonate sediments and their diagenesis: Developments in sedimentology. Amsterdam: Elsevier Publ. 1971, Vol. 12, 620 p.
- B a t h u r s t R.G. Problèmes généraux posés par la diagenèse des sédiments carbonatés. – Bull. Cent. rech. pan., 1973, 7, no. 1, p. 991–1100.
- B u d z i n s k i H. Zum Problem der waprigen Bildung von Dolomit. – Fortschr. Miner., 1961, Bd. 39, no. 1, p. 27–33.
- C o n r a d E.M. The precipitation of metastable carbonate of low temperature and pressure. – Southeast Geol., 1968, vol. 9, no. 1, p. 5–20.
- F e r g u s o n L. The paleoecology of a lower carboniferous marine transgression. – J. Paleontol., 1962, vol. 36, no. 5, p. 1090–1107.
- F i s c h e r A.G., G a r r i s o n R.E. Carbonate lithification of the sea floor. – J. Geol., 1967, 75, no. 4, p. 488–496.
- F o l k R.L. Practical petrographic classification of limestones. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, vol. 43, no. 1, p. 1–38.
- F o l k R.L. Carbonate petrography in the post-sorbian age/Ed. Ginsburg R.N. "Evolving concepts in sedimentology". Johns Hopkins Univ. Studies in Geology, 1971, no. 21, p. 118–159.
- F r i e d m a n G.M. Cementation in reefs. – Bull. Cent. rech. Pau, 1973, 7, no 1, p. 171–173.
- F r i e d m a n G.M. Address of the retiring President, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. *The making and unmaking of limestones or the downs and ups of porosity.* – J. Sediment. Petrol., 1975, 45, no. 2, p. 379–398.
- F r i e d m a n G.M., A m i e l A.J., S c h n e i d e r m a n N. Submarine cementation in reefs: examples from the Red Sea. – J. Sediment. Petrol., 1974, 44, no. 3, p. 816–825.
- F r u t h L.S., O r m e G.R., D o n a t h F.A. Experimental compaction effects in carbonate sediments. – J. Sediment. Petrol., 1966, 36, no. 3, p. 747–754.
- G a v i s h E., F r i e d m a n G.M. Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale. – J. Sediment. Petrol., 1969, 39, no. 3, p. 980–1006.
- G e o r g e I.N. Lower carboniferous paleogeography of the British isles. Proceed. of the Yorkshire geolog. soc., 1959, vol. 31, pt 3, no. 10, p. 227–318.
- G i n s b u r g R.N., M a r s z a l e k D.S., S c h n e i d e r m a n N. Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda. – J. Sediment. Petrol., 1971, 41, no. 2, p. 472–482.
- G i n s b u r g R.N., S c h r o e d e r J.H. Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. – Sedimentology, 1973, 20, no. 4, p. 575–614.
- G o d d a r d D., P i c a r d X. Roca de playa en la costa entre caillas de Venezuela. – Bol. Soc. venez. geol., 1974, 9, no. 1, p. 14–21.
- G o r e a u T.F., L a n d L.S. Fore-reef morphology and deposition processes, North Jamaica. – Soc. Econ. Paleontol. and miner. spec. Publ., 1974, no. 13, p. 77–89.
- G r o o t K. de. The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian Gulf. – Sedimentology, 1969, 12, no. 1–2, p. 63–68.

- Hathaway J.C., Robertson E.C. Microtexture of artificially consolidated aragonitic mud. - *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1961, 424-C, p. 301-304.
- Land L.S. Diagenesis of skeletal carbonates. - *J. Sediment. Petrol.*, 1967, 37, no. 3, p. 914-930.
- Land L.S., Goreau T.F. Submarine lithification of Jamaican reef. - *J. Sediment Petrol.*, 1970, 40, no. 1, p. 457-462.
- Mabesoone J.M. Recent marine limestones from the shelf off tropical Brazil. - *Geol. en mijnbouw*, 1971, 50, no. 3, p. 451-459.
- Matthews R.K. A process approach to diagenesis of reefs and reef associated limestones. - *Soc. Econ. Paleontol. and miner. spec. Publ.*, 1974, no. 18, p. 234-256.
- Matthews R.K., Mesolella K.J. Subaerial diagenesis in reef-building corals from the Pliocene-Pleistocene of Barbados, West Indies. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1966, no. 87, 103 p.
- Medlin W.L. Preparation of synthetic dolomite. - *Amer. Miner.*, 1959, vol. 44, no. 9-10, p. 979-986.
- Milliman J.D. Submarine lithification of carbonate sediments. - *Science*, 1966, 153, no. 3739, p. 994-997.
- Milliman J.D. Precipitation and cementation of deep-sea carbonate sediments. - In: *Deep-Sea Sediments. Physical and Mechanical Properties*. New York; London, 1974, p. 463-476.
- Moore C.I.H. Intertidal carbonate cementation, Grand Cayman, West Indies. - *J. Sediment. Petrol.*, 1973, 43, no. 4, p. 591-602.
- Muller G., Scholl W.U., Tietz G. Diagenetic development of a Precambrian limestone as interpreted from a modern analogue. - *Sedimentology*, 1973, 20, no. 4, p. 529-537.
- Packham G.H., Ling G.J. van der. Progressive carbonate diagenesis at Deep-Sea Drilling Sites 206, 207, 208 and 210 in the southwest Pacific and its relationship to sediment physical properties and seismic reflectors. - In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Projects*. Washington: D.C., 1973, vol. 21, p. 495-521.
- Purdy E.G. Carbonate diagenesis: an environmental survey. - *Geol. romana*, 1968, 7, p. 183-227.
- Purser Br.H. Aspects de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. - *Sci. Terre*, 1973, 18, no. 3, p. 301-313.
- Reinolds S.H. The lithological succession of the carboniferous limestones... etc. - *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1921, no. 77, p. 213-245.
- Schlanger S.O., Douglas R.G., Lancelotti Y. et al. Fossil-preservation and diagenesis of pelagic carbonates from the Magellan Rise, central north Pacific Ocean. - In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Projects*. Washington: D.C., 1973, vol. 17, p. 407-427.
- Schlanger S.O., Douglas R.G. The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. - In: *Pelagic Sediments: Land and Sea*. Oxford, 1974, p. 117-148.
- Schroeder J.H. Carbonate cements in recent reefs of the Bermudas and Bahamas - keys to the past. - *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 1974, 27, no. 1, p. 153-158.
- Shearman D.J., Skipwith P. Organic matter in recent and ancient limestones and its role in their diagenesis. *Nature*, 1965, 208, no. 5015, p. 1310-1311.
- Shinn E.A. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. - *Sedimentology*, 1969, 12, no. 1-2, p. 109-144.
- Steinen R.P. Phreatic and vadose diagenetic modification of Pleistocene limestone: petrographic observations from subsurface of Barbados, West Indies. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, 58, no. 6, part 1, p. 1008-1024.
- Towe K.M., Malone P.G. Precipitation of metastable carbonate phases from seawater. - *Nature*, 1970, vol. 226, no. 5245, p. 348-349.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (В.Г. Кузнецов).....	5
Глава 1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОРСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ (по экспериментальным данным) (Ю.П. Казанский).....	9
Глава 2. ПРОЦЕССЫ И ОБСТАНОВКИ ДИАГЕНЕЗА КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ (Д.К. Патрунов).....	15
Глава 3. НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ДОЛОМИТОВ ИЗ РАЗРЕЗА КАРБОНА И ЮРЫ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ (И.В. Безбородова).....	27
Глава 4. ОКРЕМНЕНИЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В КАШИРСКОМ ГОРИЗОНТЕ ВЕРХНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (А.Ю. Егоров).....	43
Глава 5. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ИСТОРИИ ВТОРИЧНО ИЗМЕНЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (С.В. Максимова).....	63
Глава 6. К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ (И.К. Королюк, С.В. Максимова).....	74
Глава 7. СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ (И.К. Королюк).....	84
ЛИТЕРАТУРА.....	90

---

### ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Утверждено к печати Московским обществом испытателей природы

Редактор О.М. Петров. Редактор издательства В.Я. Енюкова  
Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор И.И. Джиоева

ИБ № 16579

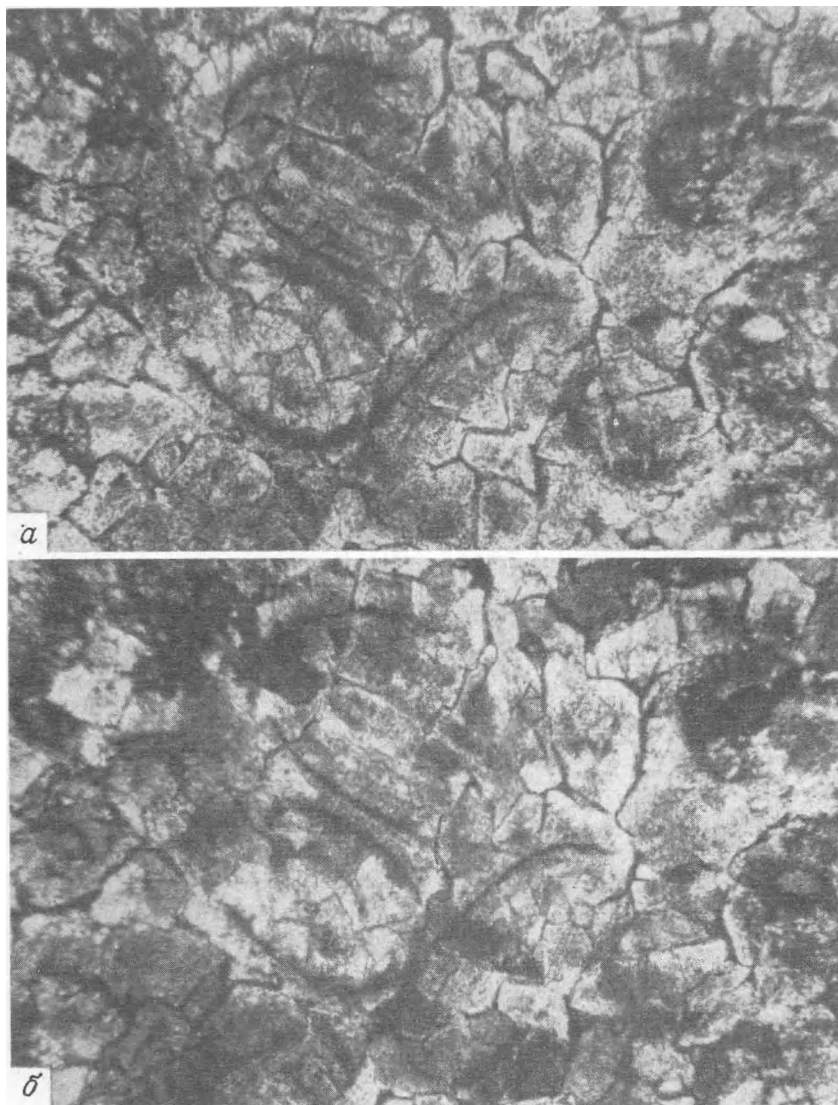
Подписано к печати 25.01.80. Т – 03922. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1.

Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,5. Уч.-изд.л. 7,1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 947.

Цена 1 р. 10 к.

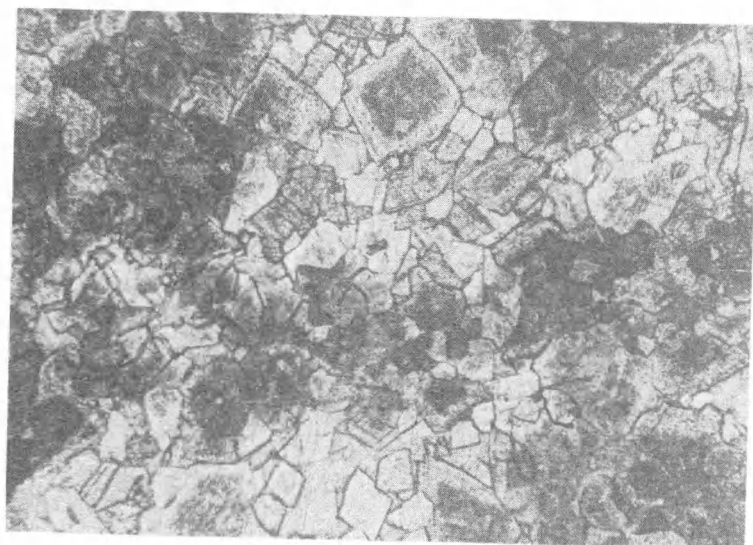
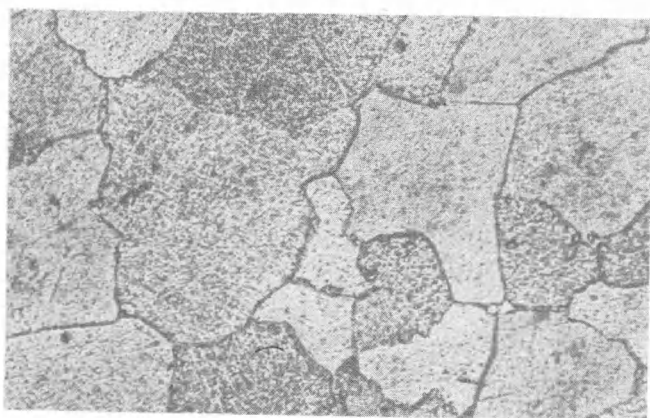
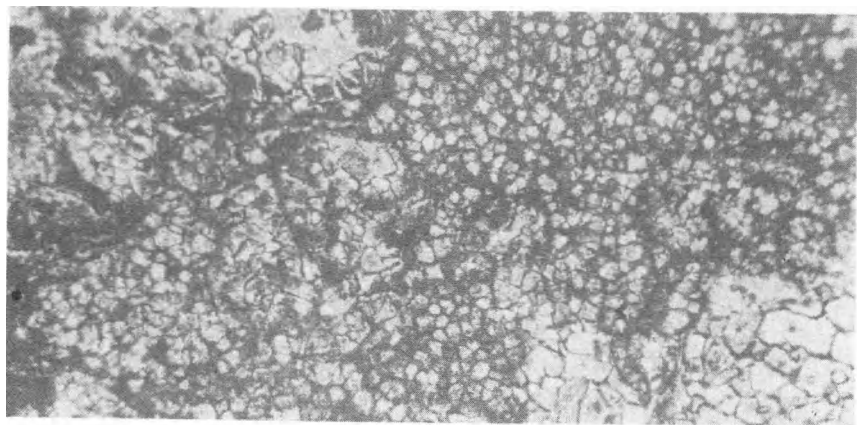
Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12





Р и с . 2. Разнозернистый доломит с реликтами форменных элементов, включенных в одно или в группу сросшихся между собой зерен:

а - при параллельных, б - при скрещенных николях,  $\chi$  24



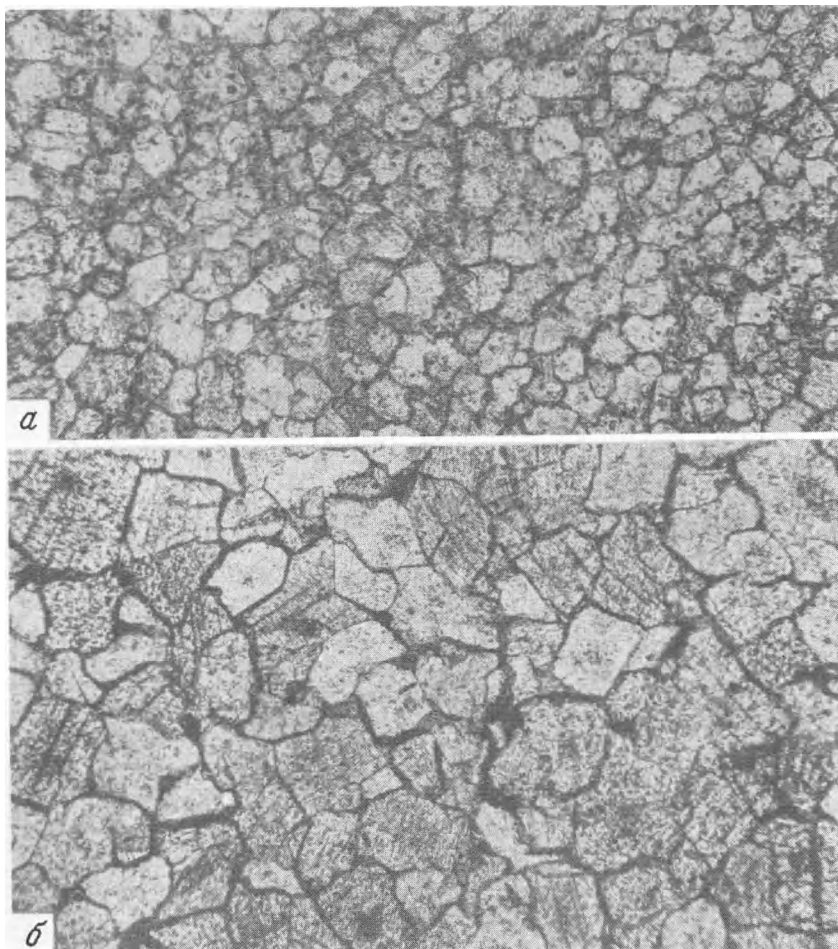
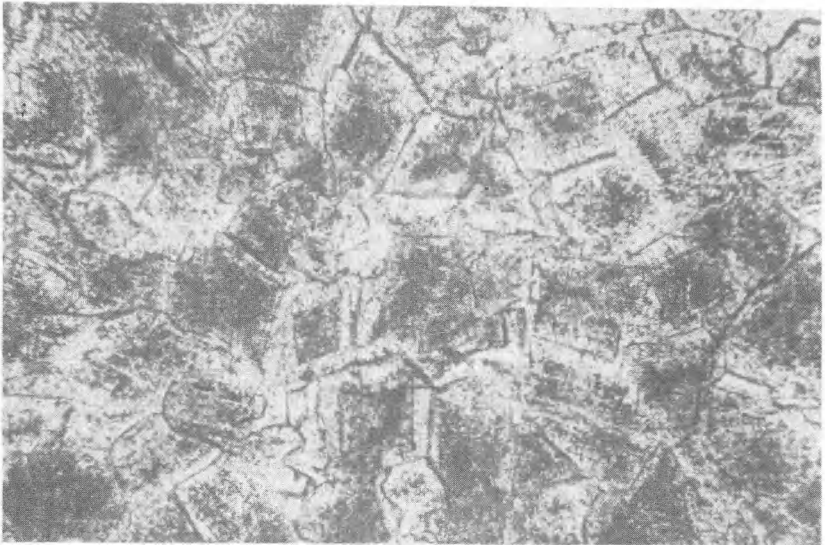
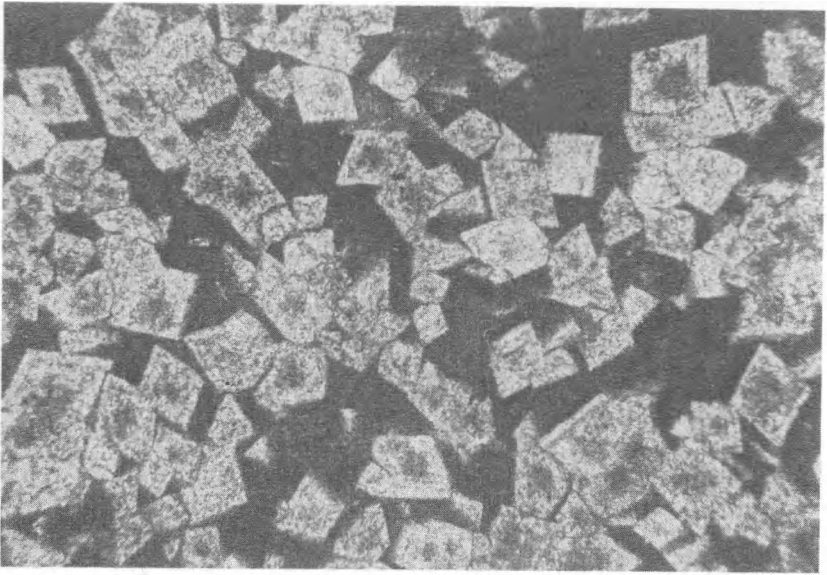


Рис. 3. Участки различной структуры в разномерном доломите: основная часть породы, сложенная груборомбоэдрическими зернами, замещающими цементируемый материал, и участки, сложенные полиэдрическими зернами, образовавшимися по иловому материалу полостей;  $\chi$  24

Рис. 4. Зерна с взаимопроникающими контактами, образовавшиеся в разномерных доломитах при перекристаллизации под давлением;  $\chi$  72

Рис. 5. Пржилки перекристаллизации в разномерном доломите, сложенные идиоморфными ромбоэдрами,  $\chi$  24

Рис. 6. Доломит с субгедраальнозернистой структурой (все зерна обладают равной степенью идиоморфизма): а - с полиэдрической, б - с груборомбоэдрической формой зерен;  $\chi$  72. Оксфордский ярус



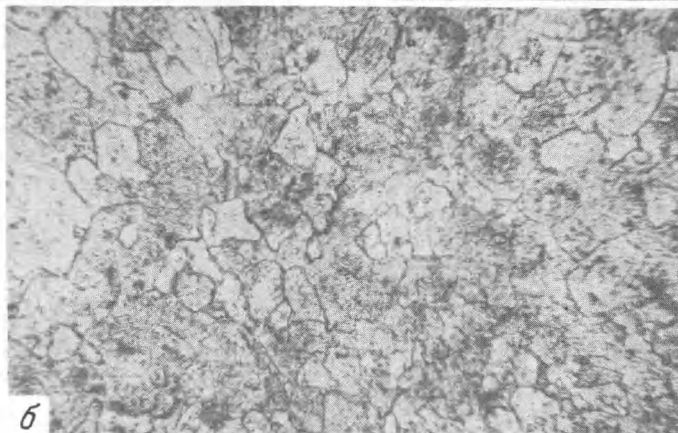
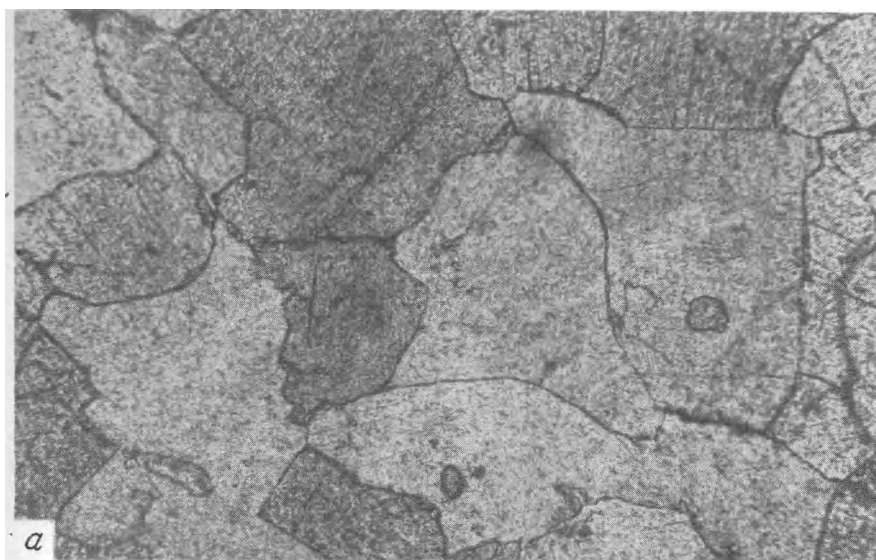
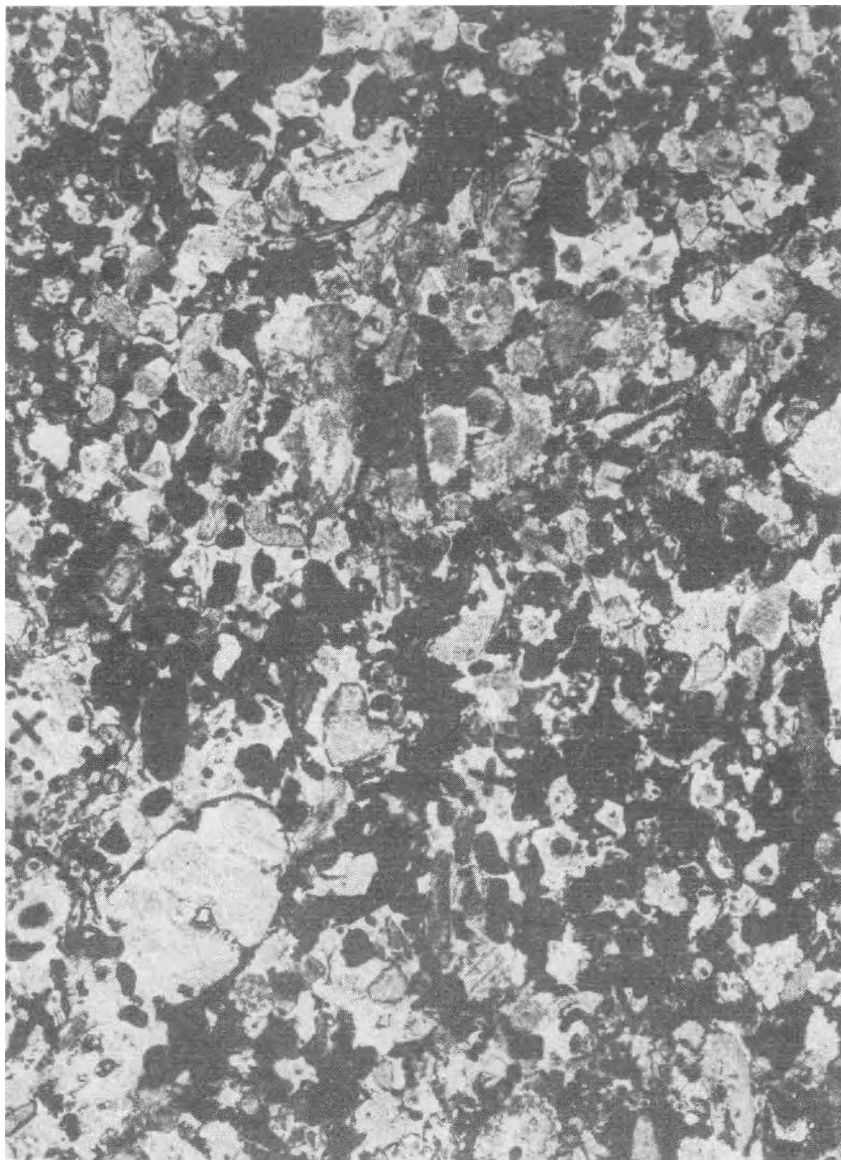


Рис. 7. Известковый доломит с порфировидной структурой (часть зерен обладает отчетливым идиоморфизмом, часть - представляет собой недоразвитые ромбоэдры);  $\chi 72$ . Оксфордский ярус

Рис. 8. Доломит с ангедральнозернистой структурой, представляющий собой сплошной агрегат неправильнолапчатых зерен с различной степенью взаимопроникновения зерен: а - с более отчетливым (оксфордский ярус), б. - с менее отчетливым (окский надгоризонт);  $\chi 72$

Рис. 9. Доломит с эвгедральнозернистой структурой (большая часть зерен имеет идиоморфную форму);  $\chi 72$ . Окский надгоризонт



Р и с . 23. Известняк водорослево-полидетритовый. Дружинино), кизеловский горизонт,  $\times 10$ , без анализатора

Водорослевые чехлы и прилегающие к ним участки тонкодисперсного минерального кальцита перекристаллизованы (ярко—белые пятна). Былое заполнение водорослевых трубок сохранилось в виде цепочек темных кружков, отдельных темных овалов, иногда субпрямоугольных, и небольших округлых пятен (комки заполнения; в левой стороне и в центре снимка некоторые из них отмечены крестами)