АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 4

ТИПЫ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД И ИХ ГЕНЕЗИС

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 4

ТИПЫ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД И ИХ ГЕНЕЗИС

(Сборник статей)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1956

Главный редактор
академик Н. М. Страхов

Ответственный редактор
Г. И. Бушинский

ПРЕДИСЛОВИЕ

Зимой 1952/53 и частью 1953/54 гг. на заседаниях руководимого мной отдела сравнительной литологии Института геологических наук АН СССР был сделан ряд докладов о доломитовых породах разного возраста и разных регионов СССР. В этих докладах, взятых в целом, был собран и проанализирован большой фактический материал, который, как кажется, существенно по-новому решает проблему типизации доломитовых пород и их генезиса. Выяснилось, что взгляды авторов (исключая С. Г. Вишнякова) достаточно близки и отличаются лишь нюансами, а часто — только большей или меньшей решительностью в доведении до конца одной и той же, по существу, генетической концепции. Все это придает докладам внутреннее единство и приближает их к коллективной монографии, почему и решено было их опубликовать. И хотя сообщение С. Г. Вишнякова резко отличается по своим принципиальным установкам, тем не менее и оно включено в сборник, так как сопоставление приводимого им материала и генетических соображений с материалом и доводами, излагаемыми в других статьях несомненно заставит читателя лишний раз более глубоко и критически отнестись к различным гипотезам доломитообразования.

Проблема генезиса доломитов еще не решена во всех своих деталях, но возможности блужданий в этом вопросе все сужаются и основы теории этого процесса как будто уже вырисовываются. Именно с этой точки зрения публикуемые работы представляют особый интерес.

Н. Страхов

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

Н. М. СТРАХОВ

О ТИПАХ И ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД
(СОСТОЯНИЕ ЗНАНИЙ)

Несмотря на то, что изучение доломитовых пород длится уже более века, во взглядах на генезис их все еще существует большой разнобой.

Общепризнано, что доломит как минерал может образовываться и в собственно седиментационную стадию осадочного породообразования, и в диагенезе, и в эпигенезе. Но в трактовке генезиса доломита как породы мнения сильно расходятся. Большинство литологов рассматривает доломитовые породы как типично диагенетические образования, придавая седиментогенезу и эпигенезу значение совершенно второстепенных процессов в генерации доломитовых отложений. Наряду с этим имеются, однако, сторонники как собственно седиментационной, так и эпигенетической концепции возникновения основной массы доломитовых пород.

В связи с этим целесообразно, как мне кажется, еще раз вернуться к анализу каждой из упомянутых гипотез образования доломитовых пород и оценить ее как в свете новых данных по самим доломитовым породам, так и в свете представлений о сущности явлений диагенеза, недавно развитых в литературе (Страхов, 1953; Страхов и др., 1954).

Предварительно, однако, суммируем кратко современные знания о типах нахождения доломитов в природе и о фациальных условиях их возникновения.

I. ТИПЫ НАХОЖДЕНИЯ ДОЛОМИТА И ДОЛОМИТООБРАЗУЮЩИЕ ФАЦИИ

В настоящее время с достаточной ясностью вырисовываются три типа нахождения доломита в природе.

Первым типом являются пластовые доломитовые породы, обладающие рядом характерных диагностических признаков. Примерами их являются так называемые «протогенные» доломиты, описанные С. Г. Вишняковым в настоящем сборнике, а также каширские доломиты И. В. Хворовой в Московской синеклизе, пластовые доломиты Cm_1 в Иркутском амфитеатре и в западном разрезе Cm_1 по р. Лене (К. К. Зеленов), доломиты средней части алайского яруса (l_2) в Ферганской котловине (А. И. Осипова) и другие.

Для типа пластовых доломитов характерна устойчивость пласта на больших расстояниях, измеряемых не только единицами, но десятками и даже первыми сотнями километров, как, например, каширские доломиты и доломитный слой « с червеходами» на границе стешевских и протвинских слоев в северо-западной части Московской синеклизы. При этом состав породы также отличается устойчивостью, отвечая составу нормального доломита — вовсе без кальцита, либо с немногими процентами $CaCO_3$ в виде примеси. Структура породы всегда пелитоморфная или микро- и тонкозернистая с очень слабо выраженными явлениями перекристал-

лизации. Органические остатки отсутствуют, либо очень редки и бедны по качественному составу; по большей части это только остракоды, реже — брахиоподы, но своеобразного типа; фауна в целом образует своеобразный биоценоз, резко отличающийся от биоценозов подстилающих и перекрывающих карбонатных пород. Нередко в доломитовых пластах имеются следы большей или меньшей примеси пластинчатых кристаллов гипса; при выщелачивании от них остаются тонкие щели; иногда появляется флюорит (каширские доломиты). Пластовые доломиты часто содержат бóльшую или меньшую примесь тонкого пелитового материала, что делает их глинистыми вплоть до перехода в доломитовые мергели, а также обусловливает возникновение слоистости, нередко тонкой. *Важнейшим диагностическим признаком пластовых доломитов является отсутствие сколько-нибудь уловимых следов метасоматических замещений доломитом ранее возникших накоплений углекислого кальция.* Только когда в доломитовом пласте присутствует раковинный материал, сложенный нацело или частично доломитом, можно говорить о метасоматозе доломита по кальциту, но масштаб этого явления в данном случае, понятно, совершенно ничтожный.

Вторым типом нахождения доломита является залегание его в виде линз, пятен, штоков среди известняков. Классическими образцами этого типа пород могут служить известково-доломитовая толща верхнего карбона Самарской Луки, толща подольских и мячковских пород, а также C_3 Подмосковья, породы карбонатной и флишевой толщ C_3 и P_1 Приуралья, породы куторгиновой и кетеменской свит Cm_1 Алданского массива и длинный ряд других. Формы залегания доломита в этом типе пород отличаются чрезвычайным разнообразием: иногда это пластообразные, сложных очертаний и строения линзы протяжением в километры и даже десятки километров; в других случаях — вытянутые сложные линзообразные тела причудливых очертаний, длиной в сотни и десятки метров, нередко расщепляющиеся на отдельные веточки; далее — штоки весьма разнообразных очертаний в метры длины и мощности, пятна в десятки сантиметров простирания, прожилки и т. д. Во всех случаях, однако, три характерных признака отличают этот тип нахождения доломитовых пород от вышеописанного типа пластовых доломитов. Первым признаком является *необычайная изменчивость степени доломитности* внутри линзы (даже пластообразной), штока, даже пятна. Содержание доломита может колебаться от 90—95% до немногих процентов, причем, локализация высокодоломитовых и низкодоломитовых участков крайне прихотлива и не подчиняется каким-либо ясно уловимым закономерностям. Вместе с тем, в структуре доломитовой линзы, штока, пятна легко улавливаются *ясные следы метасоматоза доломита по кальциту.* Раньше всего замещение захватывает тонкозернистый цемент органогенных остатков, в котором развиваются то правильные ромбоэдры или скопления их, то участки доломитовых зерен с неправильными очертаниями. Позже метасоматоз захватывает органические остатки — раковины фораминифер, брахиопод, пелиципод и т. д., вплоть до криноидей, которые доломитизируются в последнюю очередь. С. Г. Вишнякову принадлежит очень интересное и, думается, правильное объяснение этой последовательности процессов доломитного метасоматоза, заключающееся в том, что чем более крупнозернист замещаемый кальцит (неорганического или биогенного происхождения), тем более трудно идет его замещение доломитом и к тем более поздней стадии относится само замещение. При разнозернистости исходного кальцитового материала естественно, что и структура возникших доломитовых линз, штоков, пятен оказывается весьма разнозернистой — от пелитоморфной на одних участках до средне- и даже крупнозернистой — в других. В связи с метасоматозом стоит и последняя

характерная (диагностическая) особенность описываемого типа метасоматических доломитовых пород: *отсутствие у них своего собственного биоценоза*. Добавим, что доломиты второго типа часто бывают пористыми, кавернозными, рыхлыми и нередко несут следы ожелезнения, выражающиеся в красноватой или ржаво-бурой окраске разной интенсивности.

Третьим типом нахождения доломита в природе являются прожилки и жилы его, секущие вмещающую породу, корки на полостях, заполнения пор между зернами, слагающими породу, заполнения пустот, возникших от выщелачивания фауны, доломитовые жеоды и т. д., иначе говоря — выполнения доломитом разнообразных полостей, так или иначе возникших в уже сформированной твердой породе. Эти формы нахождения доломита приурочены к самым разнообразным как карбонатным, так и некарбонатным вмещающим породам. Характерную черту их составляют ничтожные массы сконцентрированного в них доломита. Если пластовая форма и метасоматические доломитные накопления образуют *породы*, то заполнения доломитом трещин, каверн и пор дают в результате скопления *минералогического характера*.

Посмотрим теперь, к каким фациальным обстановкам вообще приурочено возникновение доломита и как распределяются по этим обстановкам описанные выше типы его нахождения.

Изучение современных бассейнов показывает, что массовое развитие доломитов свойственно сейчас только озерным водоемам засушливой зоны, обладающим определенным типом воды, в частности — озерам углемагниевого и содового классов. В углемагниевых озерах вода содержит в растворе $CaCO_3$ и $MgCO_3$; накопление $MgCO_3$ в воде на начальных ступенях осолонения озера (0,5—4% и, вероятно, выше) сопровождается массовым накоплением доломита в осадке, что мы и наблюдаем в Бурлю-Тюбинском плесе озера Балхаш, в Б. Кулундинском озере и других водоемах. То же самое имеет место и в содовых озерах, с тем, однако, отличием, что образование доломитовых осадков начинается здесь при гораздо более низкой, чем в углемагниевом классе, общей солености озерной воды. Отметим в качестве характерных черт современного озерного доломитообразования, во-первых, *пластовую форму залегания доломитного осадка, при отсутствии следов метасоматического замещения* $CaCO_3$, во-вторых, *неодинаковую степень доломитности одного и того же пласта современного осадка в разных точках его*. Максимальных величин доломитность достигает в центральных частях бассейна, в области тонкозернистых карбонатных (и глинисто-карбонатных) илов; по направлению же к прибрежным алевритовым и, особенно, песчаным осадкам степень доломитности (считая ее на карбонатный материал) значительно убывает. Иными словами, доломитовые осадки центральных частей озер в горизонтальном направлении по мере приближения к берегу замещаются все более известковыми. Такие соотношения были впервые установлены Д. Г. Сапожниковым для озера Балхаш (1951), а затем мною для содовых озер Кулундинской степи.

Для современной стадии осадочного процесса чрезвычайно характерно, что доломитообразование в нормально морских (океанических) водоемах крайне ослаблено и практически едва улавливается. В анализах глобигеринового ила и известково-глинистых осадков внутриконтинентальных морей засушливой зоны содержание $MgCO_3$ обычно колеблется от 0 до 1,5%; чаще всего это десятые доли процента. При этом $MgCO_3$ обычно составляет примесь к $CaCO_3$ в раковинных остатках; но порою улавливаются и единичные ромбоэдры доломита среди кальцита. Только в случае коралловых островов, — особенно, когда отложения выведены на поверхность, — наблюдается нередко ясно проступающая значительная доломитность осадка. При этом залегание доломита, как это следует из данных Скитса и др. по рифам Фуна-фути, полностью отвечает пятнисто-

линзообразному типу; одновременно резко выражены и явления метасоматоза доломита по кальциту как цементному, так и раковинному. Добавим, что в редких случаях среди карбонатных илов океанов обнаруживаются доломитовые конкреции (отмель «Сена» в Атлантическом океане), возникшие не только путем цементации отдельных участков рыхлого карбонатного ила, но и путем значительного метасоматического замещения первичного кальцита доломитом.

Итак, в современном осадкообразовании чрезвычайно резко вырисовывается весьма разная фациальная приуроченность пластовых и пятнистых метасоматических доломитовых тел; первые характерны для начальных стадий осолонения углемагниевых и содовых озер; вторые — для морских (океанических) бассейнов. Следует подчеркнуть, что *современные осолоняющиеся лагуны засушливой зоны, питаемые морской водой, вовсе не накопляют доломита ни на одной стадии своего развития.*

В геологическом прошлом фациальный диапазон накопления доломитовых пород был значительно шире современного.

Мне уже приходилось указывать (Страхов, 1951), что среди древних доломитовых пластов имеются точные фациальные аналоги современных озерных доломитов, отложенные, вероятнее всего, в древних аналогах нынешних углемагниевых озер. К этой группе озерных (солоноватоводных) доломитов относятся миоценовые доломиты Германии, описанные Клэном, юрские доломиты хр. Каратау, изученные Р. Ф. Геккером, и, вероятно, многие доломитовые пласты среди красноцветных отложений верхней перми и верхнего девона Русской платформы. Озерные доломиты древних содовых озер пока с достоверностью неизвестны, но после нахождения термонатрита в кунгурских отложениях Приуралья (В. А. Апродов) и гейлюсита в красноцветных отложениях татарского яруса на платформе (В. Б. Татарский) едва ли можно сомневаться в том, что среди доломитовых пород этих отложений имеются пока неузнанные доломитовые осадки древних содовых озер.

Несмотря на принципиальную важность обнаружения древних озерных доломитов, их реальное значение в древнем доломитообразовании ничтожно. *На первый план в древние эпохи резко выступают доломитовые отложения, так или иначе связанные с морскими водоемами.* Среди них можно различить по крайней мере четыре более мелких фациальных типа.

Первый тип образуют *доломиты, возникшие в краевых осолоненных частях крупных, преимущественно платформенных, морских бассейнов.* Примерами этих доломитов являются: мощная известково-доломитовая толща Иркутского амфитеатра в Cm_1; доломитовые толщи так называемого западного типа нижнего кембрия по рр. Лене и Амге; нарвские D_2 и снетогорские доломиты D_3^1; нижне- и верхнепермские доломиты Русской платформы и некоторые другие. Доломитовые породы, возникшие в этой фациальной обстановке, чаще всего представлены нормальными пластовыми доломитами, нередко полностью лишенными фауны, переслаивающимися с гипсами или содержащими кристаллики гипса, а также флюорит. Но наряду с пластовыми встречается также много и метасоматических пятнистых доломитов с пониженной средней доломитностью и реликтами донной фауны. К сожалению, пока неизвестна конкретная палеогеография отдельных моментов образования доломитовых толщ краевых зон морских бассейнов, а потому мы не знаем детально распределения разных типов доломитов внутри этих зон. Но установлено, что *при переходе к нормально морским отложениям средняя доломитность толщи в целом падает, а пластовые доломиты из состава ее исчезают, замещаясь пятнистыми метасоматическими.* Это с большой отчетливостью показано К. К. Зеленовым на примере Алданского массива (см. соотв. статью сбор-

ника). Подобные явления, видимо, имеют место и в других случаях, хотя на это не обращалось пока должного внимания.

Каким же образом могла возникнуть повышенная соленость в краевых частях платформенных карбонатонакопляющих морей? Она реализовалась при наличии трех условий: прилегании моря к аридному континенту, лишенному речного стока, сильном мелководьи моря и плоском, слегка неровном рельефе его дна.

Наблюдения над современными бассейнами показывают, что на плоских и мелких участках, если даже они ничем не отгорожены от открытой части моря (но прилегают к аридному континенту), соленость воды благодаря усиленному испарению заметно повышается. Так обстоит дело, например, в Каспии. Этот относительно небольшой водоем, получающий большие массы пресной воды, главным образом, на севере (Волга—Урал) и северо-западе (р. Терек), показывает заметное осолонение в своей юго-восточной части, на плоском шельфе, прилежащем к пустынной зоне Закаспия (рис. 1). В северной части Каспия соленость достигает 8—9‰, а на юго-восточном шельфе — 13—13,8‰, т. е. возрастает на 5% или в полтора раза. Если бы Каспий на севере обладал соленостью в 3,5%, то соответствующее осолонение привело бы к минерализации на юго-восточном участке в 4,0—4,2%. Этот пример показывает, что наличие уже только одного условия — прилегания к аридному континенту, лишенному речного стока, способно заметно поднять соленость в более или менее широкой периферической зоне моря. Еще сильнее становился этот подъем минерализации, если дно мелкоморья было усложнено легкими поднятиями — островами и отмелями, с расположенными между ними запа́динами, как это изображено на рис. 2. При определенном расположении островов и отмелей затруднялся водообмен между периферической зоной и остальной водной массой моря. Сильное испарение воды в такой полуизолированной периферической полосе неизбежно вызывало понижение в ней уровня водного зеркала и, следовательно, приток воды из моря в зону, что сейчас же сказывалось в большем или меньшем ее осолонении. Так возникала крупная периферическая осолоненная полоса воды, морфологически тесно связанная с основной массой моря и, тем не менее, отличавшаяся от него аномальной повышенной соленостью.

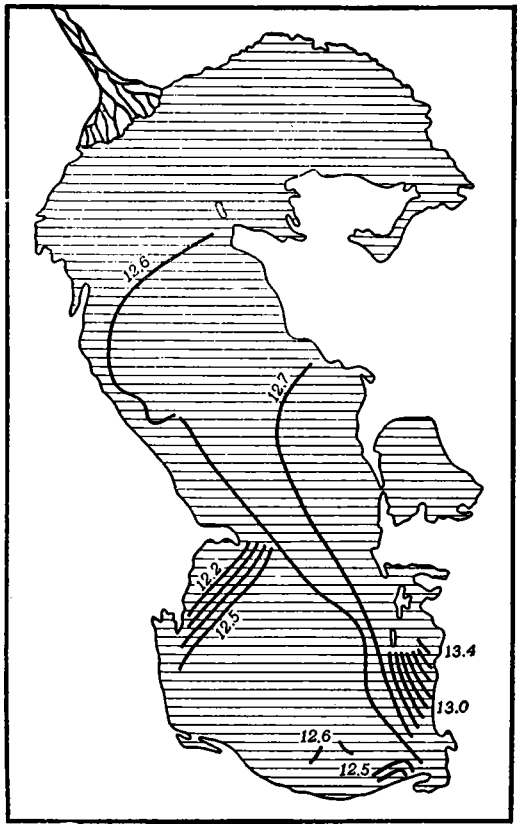


Рис. 1. Распределение поверхностной солености (в ‰) Каспийского моря в феврале—марте 1934 г. (по С. В. Бруевичу).

Поскольку между соленой периферической зоной и остальною частью моря не было четкой морфологической границы, а имелся лишь затруд-

ненный водообмен, то естественно, что отложения этой зоны в горизонтальном направлении постепенно переходили в нормально морские осадки. В геологическом разрезе осадочных толщ на широком пространстве возникала непонятная на первый взгляд картина непрерывного перехода от морских толщ в свиты, несомненно, осолоненного водоема. При усилении погружений дно островного пространства прибрежной полосы уходило на большие глубины, связь осолоненной зоны с открытым морем усиливалась и взамен отложений явно осолоненного бассейна возникали нормально морские породы. При новых поднятиях на территории прежней

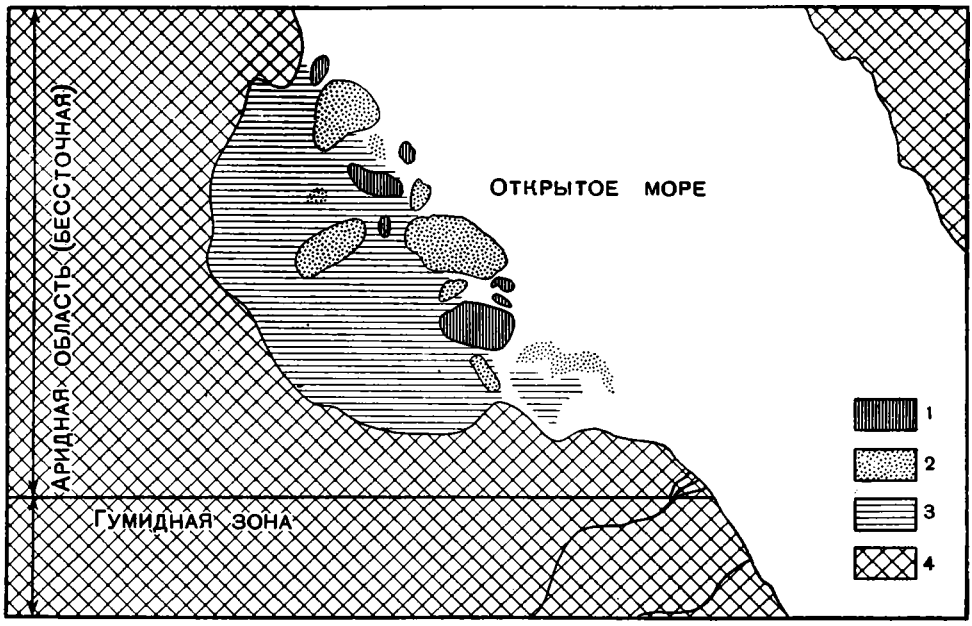


Рис. 2. Фациальная обстановка образования доломитов в краевых частях верхнепалеозойских морей Русской платформы.

1 — плоские острова; *2* — подводные отмели; *3* — зона периферического доломитообразования; *4* — суша.

островной зоны вновь формировался сложный рельеф, связь с морем опять становилась затрудненной, возникала прибрежная полоса осолонения, отлагались осадки лагунного типа. Так, на широком пространстве возникало переслаивание морских и лагунных отложений без явных признаков морфологического отчленения лагуны от моря, при сохранении одних и тех же климатических условий. Именно такова и была, по всем признакам, фациальная и палеогеографическая обстановка в нижнем кембрии — в Иркутском амфитеатре и в западном разрезе Cm_1 по р. Лене, в спириферовый и конхиферовый век и в нижнепермскую эпоху — на Русской платформе.

Второй фациальный тип доломитовых пород связан не с периферией наплатформенных карбонатонакопляющих морей засушливой зоны, а с центральными частями этих морей. Наличие этого типа стало вырисовываться благодаря глубокому бурению в разных частях Русской платформы, и впервые, — если не ошибаюсь, — было отмечено мною в «Основах исторической геологии» (вып. II, 1948), при описании среднего и верхнего карбона Русской платформы. Позже, в 1953 г., весьма отчетливо этот фациальный тип доломитовых пород был изображен картогра-

фически М. С. Швецовым для намюрско-визейского времени. Но с наибольшей яркостью и убедительностью интенсивное развитие доломитовых пород в центральных частях многих (но не всех) верхнепалеозойских морей Русской платформы показано А. Б. Роновым в картах и статье, публикуемых в настоящем сборнике. Не все карты одинаково достоверны и обоснованы фактическим материалом, распространение доломитовых пород, возможно, сложнее, чем показано на картах, но основной и главнейший факт — *нахождение огромных масс доломитовых пород в центральных частях многих карбонатонакопляющих карбоновых морей можно считать теперь прочно установленным.* Что касается самого типа доломита, то он двоякий. «Изучение (пород) макроскопически и в шлифах визейско-намюрской толщи, — пишет М. С. Швецов, — показывает, что среди них — особенно в более северных участках — встречаются слои и, может быть, толщи доломитов безусловно первичных (пластовых, по нашей терминологии. — *Н. С.*), о чем говорят их однородность, микрозернистость и отсутствие пор. Однако наряду с ними и, видимо, значительно чаще встречаются доломиты замещения, пористые, крупно- и неравномернозернистые, иногда переполненные неопределенными остатками выщелоченных раковин» (стр. 39).

Весьма вероятно при этом, что пластовые доломиты встречаются лишь в области наиболее сильной доломитизации, тогда как доломиты пятнистые (выщелачивание) локализуются по периферии этой зоны, в переходной полосе, хотя заходят и в область максимальной доломитности.

Сходные в общих чертах соотношения наблюдались и в средне-верхнекарбоновое время, когда в Заволжье возникали более или менее мощные толщи доломитов, то вовсе без фауны, то со скудной и специфической фауной. Доломиты эти нередко содержат включения ангидритных и гипсовых кристаллов, флюорит, целестин и иногда пропластки сульфатов кальция.

Фациальные условия образования доломитовых толщ центральных частей наплатформенных морей характеризовались сочетанием двух физико-географических признаков: *принадлежностью огромного бассейна к зоне засушливого климата*, о чем мне уже неоднократно приходилось писать, *и крайним мелководьем всех верхнепалеозойских морей Русской платформы.* Мелководность бассейнов неизбежно создавала сильную прогретость воды; отсюда — ее повышенное испарение. По периферии бассейнов, там, где из областей влажного климата поступала пресная речная вода, она покрывала убыль воды от испарения, и соленость бассейна поддерживалась на обычном — «нормальном» (для тогдашней «нормы») уровне. Но в удаленных от берегов центральных частях палеозойских морей пополнение испаряющейся воды было, вероятно, неполным, что и создавало несколько повышенную соленость поверхностных слоев воды в этих местах.

Таким образом, благодаря засушливому климату, верхнепалеозойские моря Русской платформы были часто (но не всегда) морями с несколько осолоненной в их центральных частях водой, тогда как по периферии, на тех участках, куда поступали обильные речные воды, морская вода отличалась нормальной (для того времени) соленостью. *В этих несколько осолоненных центральных частях морей и накапливались в большей или меньшей степени доломитовые породы.*

Указания на такое распределение солеността дает фауна карбонатных толщ. В известковых отложениях по периферии морей она весьма обильна и качественно разнообразна; на изучении именно этой фауны и создались современные представления о морском биосе каменноугольных морей. В доломитных породах органические остатки гораздо скуднее и фауны качественно однообразнее. Можно было бы думать, что обеднение фауны

в данном случае есть вторичный признак, связанный с образованием метасоматических доломитов; в ряде случаев, вероятно, так оно и есть. Но имеются и достоверные примеры того, что обеднение фауной доломитовых пород является их первичной, а не вторичной особенностью. Классическим примером является верхний карбон Самарской Луки, для которого М. Э. Ноинским еще 40 лет тому назад было показано, что обеднение фауны снизу вверх, идущее параллельно росту доломитности пород, является признаком первичным, указывающим на прогрессирующее осолонение моря. Точно так же общеизвестно, что обеднение фауны в верхнефаменское время, происходившее параллельно с обогащением осадков доломитом, тоже было явлением первичным. Можно не сомневаться, что при дальнейшем детальном палеоэкологическом изучении фауны из доломитовых пород центральных частей карбоновых морей будут найдены новые примеры первичного угнетения фауны [1].

Таким образом, имеются объективные основания считать, что *центральные части многих верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, накоплявших доломиты, действительно отличались несколько повышенной соленостью сравнительно с периферической — прибрежной их зоной.* Найти процент повышения солености, конечно, трудно. Но нужно учесть, что осолонение это, по крайней мере в отдельные моменты, приводило к угнетению фауны. Между тем, на современных примерах Красного и Средиземного морей видно, что возрастание солености до 33—42‰, т. е. на 20% выше нормы, еще не вызывает сколько-нибудь заметного угнетения морской фауны. Стало быть, соленость центральных частей верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, по крайней мере в отдельные эпохи, превосходила периферическую (нормальную) на 8—15—20% и, может быть, более и была в полтора-два раза выше периферической.

Можно ли, однако, с чисто гидрологической точки зрения оправдать подобного рода неоднородность внутри большого морского бассейна? Чтобы ответить на это, обратимся к современным примерам.

Как известно, к северу и к югу от экватора, в зонах барического максимума, отличающихся засушливостью и повышенным испарением воды, поверхностная соленость океанов заметно выше, чем в прилегающих влажных зонах. Это прекрасно видно на карте, составленной Шоттом (рис. 3). Так, в Тихом океане в зонах барического максимума соленость достигает 36,5‰, тогда как в промежутках между ними, соответствующих тропическому влажному поясу, соленость спускается до 34‰; то же наблюдается в умеренных и высоких широтах. В Атлантическом океане соленость в зонах барических максимумов поднимается до 37,5‰; тогда как во влажных поясах остается на прежнем уровне. В Индийском океане соленость области южного барического максимума достигает даже 38,5‰. Из этих примеров становится совершенно ясным наличие повышенной солености в центральных частях крупных бассейнов, когда они располагаются в засушливой зоне. Очень существенно при этом, что по мере убывания размеров бассейна повышение солености в зонах барических максимумов проявляется все резче, что наглядно видно из приведенных выше цифр. Здесь сказывается, очевидно, влияние прилежащих пустынных зон на континентах, содействующих повышению температуры и, соответственно, усиленному испарению поверхностной воды. Действие этого фактора наглядно видно и на современной багамской отмели (рис. 4). Хотя в окружающем отмель водном пространстве соленость составляет 37—36,5‰, на отмели, вблизи даже небольшого острова, соленость поднимается до 38,5‰.

[1] Некоторые из них в очень общей форме приведены в статье А. Б. Ронова.

Опираясь на эти факты, можно утверждать, *что и в верхнепалеозойских морях Русской платформы, располагавшихся в зоне засушливого климата, соленость поверхностной воды не могла быть однообразной от берега до центральных частей моря.* Напротив, в этих пелагических частях

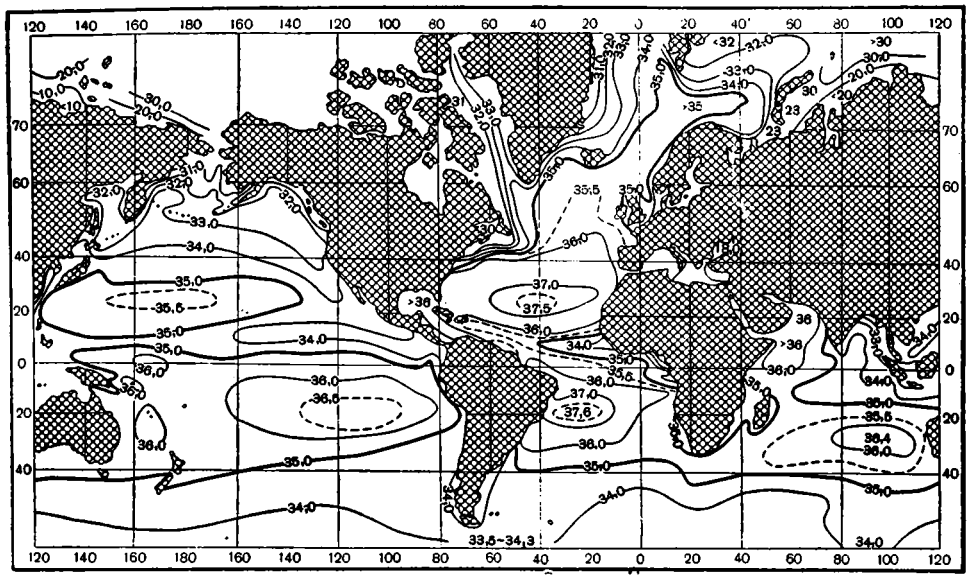


Рис. 3. Распределение солености на поверхности Мирового океана от 80° с. ш. до 60° ю. ш. (по Шотту).

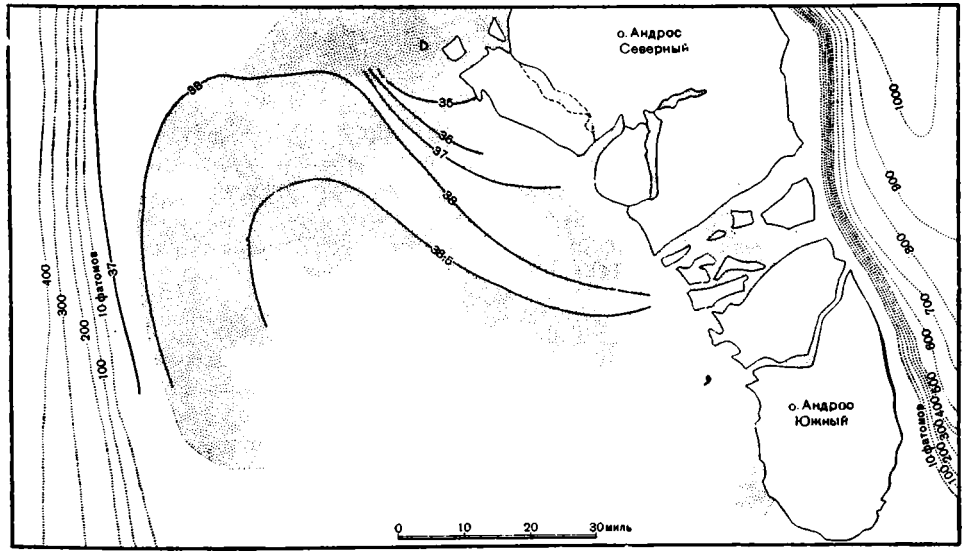


Рис. 4. Соленость поверхностной воды на одном из участков Багамской банки.

соленость заведомо должна была быть большей, чем в прибрежье. При этом крайнее мелководье моря и, стало быть, сильный прогрев воды, а также наличие по соседству пустынного континента должны были сделать контраст соленостей прибрежных и пелагических вод даже бóльшим, чем мы

видим это на примерах современных глубоководных и огромных океанических бассейнов.

Так, оказывается, что примеры современности не только не противоречат выводам, полученным из палеофаунистических данных, но целиком их подтверждают и делают наличие повышенной солености в центральных частях некоторых палеозойских морей Русской платформы, повидимому, явлением неизбежным.

На фоне общей, несколько повышенной, солености, на отдельных участках в пределах пелагической зоны временами возникало и очень высокое осолонение, засвидетельствованное наличием среди доломитовых толщ ангидритовых прослоев, а также фактом обогащения доломитов флюоритом и целестином (особенно в C_3 и C_2). Иными словами, *локально в пределах пелагической, несколько осолоненной области верхнепалеозойских наплатформенных морей создавались условия настоящей соленой лагуны с минерализацией воды, многократно превышавшей нормальную.* Спрашивается, как же в центре огромного бассейна могла возникать такая ситуация?

Возможность ее кроется, как мне уже приходилось указывать, все в той же крайней мелководности верхнепалеозойских морей Русской платформы. Внутри таких морей даже небольшие восходящие движения коры создавали обширные отмелые участки, где дно частично выходило из-под уровня воды в виде островов, частично же формировало много подводных отмелей, которые своею совокупностью отгораживали от остальных частей моря некоторые котловины и более или менее затрудняли свободный водообмен между ними и остальной, открытой частью моря; местами среди лабиринта отмелей временно возникали настоящие лагуны, почти не связанные с морем. При наличии сухого жаркого климата и при интенсивном испарении концентрация солей в пределах отмелей неизбежно повышалась и, таким путем, внутри моря на более или менее обширной площади возникали массивы значительно осолоненной воды, сходные с краевыми осолоняющимися лагуноподобными бассейнами, о которых шла речь выше. В этих засоленных лагунах внутри отмелых участков временами садился флюорит, целестин и даже гипс (кристаллы, прослои). Описанная своеобразная фациальная обстановка является специфической особенностью древних наплатформенных плоских водоемов аридной зоны; ныне она отсутствует, потому, вероятно, что в аридной зоне нет и соответствующих огромных эпиконтинентальных мелких морей.

Чтобы сильнее оттенить специфику палеозойских морей, накоплявших доломит в своих центральных частях, подчеркнем, что наряду с ними в палеозое же существовал еще тип эпиконтинентальных бассейнов, центральные (пелагические) части которых, напротив, характеризовались весьма *слабо доломитовыми осадками; средняя доломитность таких карбонатных толщ едва возвышается над обычным кларковым содержанием доломита в известковых породах.* Таковы, например, по данным А. Б. Ронова, отложения франского века на Русской платформе. В высшей степени характерно, что доломиты в этом случае целиком относятся к типу метасоматических, пятнистых, со всеми их диагностическими признаками.

Чтобы понять, почему центральные области франского моря накопляли так мало доломита, необходимо обратиться к анализу климатических условий того времени. Глубокое бурение на Русской платформе за последние 8—9 лет обнаружило в отложениях франского века гораздо более широкое распространение признаков гумидной зоны, чем это было известно до сих пор. Так, в пашийских, кыновских и саргайских слоях Второго Баку на огромной площади от Тимана до Прикаспийской низменности и от западного склона Урала до центральных частей Воронежского массива в целом ряде точек установлено наличие железных оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд, что, как известно, является призна-

ком гумидного климата. В более высоких горизонтах (до воронежского включительно) также имеются следы железных, а частью и бокситовых (на Южном Урале) руд. Все это приводит к заключению, что, в отличие от карбоновых и верхнефаменских бассейнов, франское море Русской платформы располагалось почти полностью в пределах влажной зоны; засушливая же помещалась южнее и, может быть, лишь частично захватывала западный край франского бассейна (главное девонское поле). Понятно, что в условиях влажного климата уже не было никаких побудительных причин к возникновению сколько-нибудь заметного осолонения в центральных (пелагических) частях моря; соленость на всей акватории моря была практически одна и та же — нормально морская (по «нормам» того времени). Это обстоятельство и приводило к резкому подавлению доломитонакопления в центральных частях эпиконтинентального франского моря.

Сопоставление фациальной обстановки в франскую и карбоновую эпохи позволяет сформулировать следующую простую закономерность доломитонакопления в верхнепалеозойских морях Русской и, вероятно, Сибирской платформы. *Когда эти бассейны лежали в засушливой зоне, то их пелагические области, а во многих случаях и периферические участки, отличались осолоненной водой и массами отлагали доломит.* Когда же бассейн принадлежал зоне гумидной, осолонение центральных и краевых частей водоема исчезало и в них отлагались известковистые осадки с кларковым или немного более высоким содержанием доломита [1].

Несмотря на четкость изложенной закономерности, ее все же нельзя считать правилом, относящимся ко всем морским водоемам прошлого. По всей вероятности, указанная закономерность будет относиться только лишь к платформенным водоемам. В геосинклинальных морях имеются

[1] Предложенное истолкование механизма осолоненности центральных частей карбонатных морей радикально отличается от той трактовки его, которая дана А. Б. Роновым в статье, публикуемой в настоящем сборнике. Согласно его концепции, «зональность в современном распределении известняков и доломитов, отображающая зональность в концентрации морских вод, была обусловлена тектоническим режимом континента, примыкавшего к бассейну и окружавшего его». При слабой тектонической жизни континента и малой расчлененности с него стекало мало пресной воды, зона прибрежного распреснения была мала или отсутствовала; доломитообразование характеризовало обширные центральные области морей (C_2—C_3). При интенсивной тектонической жизни континента и резком его рельефе воды с него стекало много; зона распреснения становилась весьма широкой, а доломитообразование из центральных частей морей «отжималось» к противоположному спокойному тектонически берегу (D^1_3, P_1 — P_2). Несмотря на правдоподобность, на первый взгляд, такой трактовки, она мне представляется неправильной в своем основном пункте. Ведь по А. Б. Ронову выходит, что фактором распреснения поверхностных вод в палеозойских морях был исключительно речной сток с континентов; поступление метеорных осадков на площади акватории морей, как элемент водного баланса, влияющий на соленость, А. Б. Роновым полностью игнорируется. Такой подход к делу односторонен и неверен. Вспомним, что современные океаны в целом получают в год в виде метеорных осадков 297 000 км³, а в виде речного стока 30 000 км³, т. е. всего 10%. Поэтому *в современных океанах распределение поверхностной солености контролируется вовсе не тектонической жизнью прилежащих континентов, а климатическим фактором, климатической зональностью Земли.* Палеозойские моря Русской платформы были достаточно крупными по размерам и обычно широко связанными с тогдашним океаном, являясь его частями; поэтому к ним с достаточным основанием можно применить соотношения, характерные для современных океанов. Соленость поверхностной воды у палеозойских наплатформенных морей, следовательно, заведомо зависела не только от речного стока, но, в первую очередь, от количества метеорных осадков, выпадавших на их территории, и от интенсивности испарения. Обе же последние величины были прямой функцией климата—общей климатической зональности Земли, а не тектонического режима прилежащих континентов. Вот почему при объяснении повышенной солености центральных частей палеозойских морей Русской платформы я и выдвигаю, в противоположность А. Б. Ронову, на первый план именно их палеоклиматические условия, тектонический же режим считаю фактором в данном случае вполне второстепенным, определявшим — через речной сток — детали, а не основные черты картины.

достоверные случаи массового развития доломитов даже и в условиях *заведомо нормально морского бассейна*, как, например, доломитовые рифы верхнего триаса в Восточных Альпах и Динаридах, известково-доломитовые породы Ишимбаевского Приуралья и др. Несмотря на то, что подобного рода случаи, видимо, были не часты и *отнюдь не все рифовые постройки характеризовались значительной доломитностью*, наличие доломитовых пород, возникших в условиях нормального моря, должно быть здесь отмечено и подчеркнуто, как имеющее принципиальный интерес

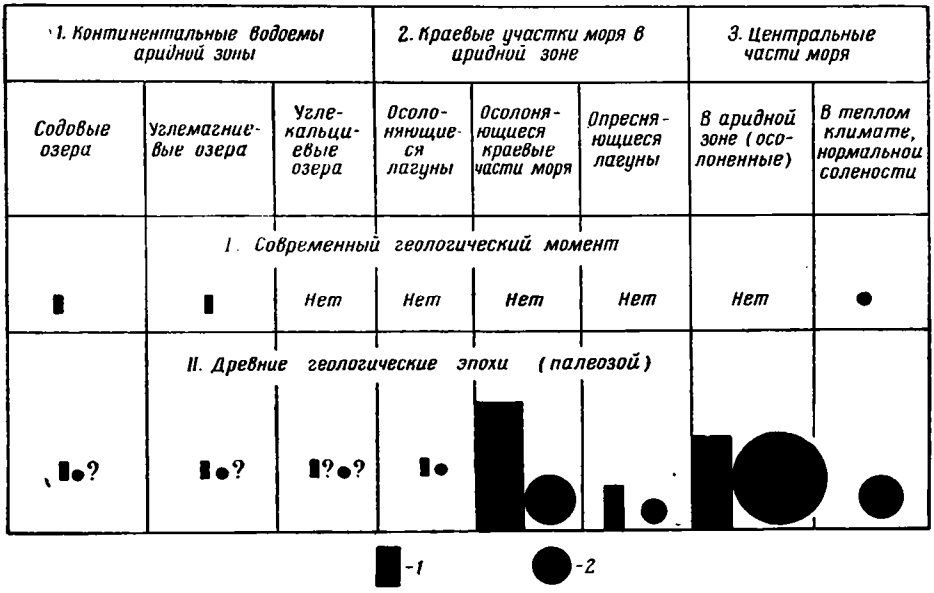


Рис. 5. Фациальные условия образования доломитов.
1 — пластовые доломиты (седиментационные); *2* — пятнисто-линзовидные метасоматические (седиментационно-диагенетические).

для проблемы доломитообразования. *Нормально морские доломиты образуют третий самостоятельный фациальный тип древних доломитовых пород вообще.* Любопытно, что это единственный из типов древних доломитовых пород морского генезиса, доживший до современности.

Последним (четвертым) фациальным типом доломитных накоплений, связанных с морем, являются доломиты, возникшие в морских заливах аридной зоны, характеризовавшихся, однако, не осолоненной, а опресненной водой, за счет поступления больших масс ее, приносимых в залив реками. Убедительный пример этого фациального типа древних доломитов описан А. И. Осиповой из отложений алайского и туркестанского ярусов палеогена Ферганской котловины. Подчеркнем две существенно важные черты в этом примере. Доломитовые породы занимают центральную часть опресненной лагуны, по направлению же к берегу сменяются известково-доломитовыми породами малой и средней доломитности. При этом происходит смена типов доломитовых пород: в центральной зоне лагуны развиты пластовые доломиты, по периферии, в зоне пониженной средней доломитности — доломиты пятнистые, метасоматические. Весьма вероятно, что доломиты опресненных лагун аридной зоны развиты и в отложениях иного возраста, но до сих пор просто «не узнаны» исследователями.

Резюмируя изложенное, получаем следующую общую схему фациальных обстановок образования доломитов и распределения между этими обстановками разных типов доломитовых пород (рис. 5).

Из диаграммы явствует, что доломитовые породы являются полифациальным образованием, возникающим в весьма различных фациальных обстановках, но в подавляющей массе приуроченные все же к осолоняющимся водоемам или частям водоемов, расположенным в зоне аридного климата.

Во всех фациальных обстановках, за исключением нормально морской, формируются как пластовые доломиты, так и пятнистые метасоматические; в нормальном же море — лишь последние.

При одновременном развитии обоих типов доломитовых пород пластовые доломиты возникают на фоне очень высокой средней доломитности карбонатных толщ, пятнистые же — на базе пониженной средней доломитности. Поэтому пластовые доломиты сменяются пятнистыми по простиранию, при переходе от области интенсивного доломитообразования к пониженному. Такого рода соотношения достоверно установлены пока на немногих объектах — нижнем кембрии Алданского массива, палеогене Ферганы; однако они существуют, повидимому, и во многих других случаях, но обычно пропускаются исследователями.

Попробуем теперь, опираясь на изложенные фактические данные, выяснить способ образования доломитов пластового и метасоматического типов в разных фациальных обстановках их накопления. При этом мы остановимся вначале на способах образования палеозойских доломитовых пород, наиболее изученных в настоящее время, а затем на изменениях доломитообразовательного процесса в последующие геологические времена.

II. О ГЕНЕЗИСЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАСТОВЫХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ДОЛОМИТОВ

Генезис пластовых доломитов палеозоя в настоящее время не вызывает разногласий. Эти породы единодушно рассматриваются литологами как первичные осадки, выпавшие из воды осолоняющихся водоемов или их частей, будь то озера, лагуны или осолоненные краевые части моря, либо даже осолоненные водоемы среди лабиринта островов и мелей в центральных частях моря.

Как известно, атмосфера в палеозое была более богата CO_2 и, соответственно, щелочной резерв моря был значительно выше, чем в современную эпоху. *Можно принять поэтому, что в палеозое доломитовое вещество в морях было близко к насыщению воды.* Поэтому, как только в условиях аридного климата какой-либо участок моря терял свободную связь с основной водной массой и становился в той или иной степени изолированным и осолоненным, доломитное вещество вскоре достигало насыщения и осаждалось на дно в виде весьма тонкозернистого первичного осадка.

Насыщение достигалось тем легче, что растворимость доломита находилась под воздействием не только $CaSO_4$, но и $MgSO_4+MgCl_2$ — трех солей с одноименными ионами, которые присутствуют в морской воде; в силу этого, растворимость доломита даже при малых осолонениях морской воды должна была уменьшаться гораздо скорее, чем растворимость $CaCO_3$. И если падение растворимости $CaCO_3$ при увеличении солености воды на 1% составляет (по Траску) 5% от исходной, то для доломита соответствующая цифра должна быть по крайней мере вдвое, если не втрое выше.

Одновременно с садкой доломита осолонение приводило к полному вымиранию фауны или резкому ее угнетению и появлению специфического биоценоза. Так, в палеозое возникали пластовые доломиты нормального состава, которые в процессе диагенеза по существу лишь уплотнялись, не испытывая ни сколько-нибудь заметного перераспределения, ни метасоматоза. *Это седиментационные доломиты* в подлинном смысле слова.

Генезис пятнистых метасоматических доломитов гораздо менее ясен и до сих пор вызывает споры. Принципиально возможны три точки зрения. Одна из них относит пятнистые доломиты к *стадии эпигенеза* известковых пород и связывает их с деятельностью грунтовых вод; обычно при этом главную массу эпигенетических доломитов рассматривают в качестве геологически весьма молодых образований и связывают с четвертичной и даже современной эпохами. По другой концепции, гораздо более распространенной, возникновение пятнистых доломитов относится к *стадии раннего диагенеза осадков* и сводится к замещению части $Ca^{\cdot\cdot}$ первично известковых илов ионом $Mg^{\cdot\cdot}$, тем или иным путем поступающим из придонной воды в ил. Наконец, возможна еще и иная точка зрения, согласно которой доломитное вещество, ныне слагающее пятнистые метасоматические доломиты, осело непосредственно из воды еще в седиментационную стадию и первоначально было равномерно распределено в осадке, но составляло в нем лишь примесь к кальциту. В ходе диагенеза эта доломитная примесь энергично перераспределилась, уйдя из одних мест и сконцентрировавшись в других, с образованием линз, пятен, штоков и других причудливых форм; при этом в местах вторичной концентрации доломит, естественно, заместил кальцит, создав ясную картину метасоматоза доломита по первичному известковому осадку.

Анализируя эпигенетическую концепцию, нужно — в противоположность С. Г. Вишнякову — признать, что *она является в настоящее время наименее обоснованной.*

Насколько мне известно, *нет пока ни одного случая, когда было бы строго доказано, что метасоматические доломитовые пятна возникли за счет замещения уже готовой известковой породы.* Обычно таким доказательством считается некоторая ожелезненность метасоматических доломитов и присутствие железа в ромбоэдрах доломита и между ними в окисной форме (см. прекрасные рисунки в статье С. Г. Вишнякова). Однако ожелезнение и формы Fe в доломитах могут быть истолкованы и иначе. Дело в том, что доломит перераспределяется в осадке в диагенезе в восстановительной зоне, где железо присутствует в виде $Fe^{\cdot\cdot}$ и где много CO_2; в этой обстановке, повидимому, неизбежен захват кристаллизующимся доломитом $FeCO_3$, т. е. анкеритизация доломита, причем анкерит (или $FeCO_3$) может, конечно, образовывать отдельные зоны или части зон в доломитовых ромбоэдрах или по их периферии. При выветривании доломитов в естественных обнажениях или под действием кислорода грунтовых вод неизбежно произойдет окисление $Fe^{\cdot\cdot}$ в $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ и побурение (или покраснение) породы. Таким образом, некоторая ожелезненность метасоматических доломитов и нахождение Fe в трехвалентной форме внутри доломитовых кристаллов или на их периферии отнюдь не доказывают позднего возникновения пятнистых доломитов за счет готовой известковой породы. Наоборот, низкая обычно ожелезненность метасоматических доломитов говорит против этой гипотезы, ибо под влиянием грунтовых вод следовало бы ожидать высокого ожелезнения. Весьма важно также, что и в глубоких буровых скважинах существует очень много пятнистых доломитов, которые содержат не меньшее количество железа, но не имеют ржавых пятен; здесь неправильность аргументации эпигенетической концепции особенно ясна.

В качестве другого аргумента эпигенетического происхождения пятнистых доломитов приводят также их, якобы, тесную связь с поверхностями древнего континентального выветривания. Нужно сказать однако, что в действительности дело обстоит совсем не так. Наряду со случаями, когда *на ограниченных участках* под поверхностью выветривания действительно располагаются доломиты, существует множество других случаев (например, в Подмосковье, под осадками J_3), когда под той же самой поверх-

ностью размыва лежат вовсе не доломитизированные известняки. Это обстоятельство доказывает, что в действительности поверхности древнего выветривания не имеют никакого отношения к генезису пятнистых доломитов и просто срезают уже ранее (до размыва) существовавшие линзы доломитов и пласты известняков. При исследованиях на Самарской Луке в 1951 г. были организованы специальные работы для выяснения, существует ли так называемая бортовая доломитизация, т. е. доломитизация под современной поверхностью размыва и выветривания (см. статью Д. А. Виталя, Л. М. Князевой и С. В. Николаева в настоящем сборнике), или таковой нет? Никаких следов бортовой доломитизации обнаружено не было. Это ясно доказывает неверность утверждений о мнимой привязанности пятнистых доломитов к поверхности континентального выветривания и размыва.

Но у эпигенетической гипотезы не только отсутствуют положительные аргументы в пользу образования пятнистых доломитов за счет метасоматоза уже готовых пород. Она не в состоянии удовлетворительно истолковать чисто количественную сторону процесса. Нужно учесть, что средняя доломитность горизонтов, содержащих пятнистые доломиты, нередко бывает очень высокой — до 40—50—70%, как это имеет место, например, в случае C_3 Самарской Луки, а также видно на картах А. Б. Ронова по другим горизонтам. Это требует приноса в эпигенезе огромных масс магния. Где же источник его?

На этот вопрос никакого удовлетворительного ответа эпигенетическая гипотеза не дает; в тех же случаях, когда к нему можно подойти с расчетом, оказывается, что *такого источника в природе нет*. Заимствовать нужные массы магния для эпигенетических замещений неоткуда (см. мою статью в этом сборнике, стр. 197). *Огромное развитие пятнистых доломитов в природе эпигенезом совсем необъяснимо.*

Итак, с какой бы стороны ни подходить к гипотезе эпигенетического происхождения пятнистых метасоматических доломитов, совершенно ясно, что она не выдерживает критики. Можно поэтому, в противоположность С. Г. Вишнякову, утверждать, что *эпигенетических доломитов пятнистого метасоматического типа в природе в сколько-нибудь заметном развитии нет; то, что относится обычно в эту группу, имеет не эпигенетический, а совсем иной генезис.* Действительно, эпигенетическим является лишь третий из описанных выше типов нахождения доломита: выполнение трещин, каверн, пор и т. д., явно происходившее в уже готовой карбонатной породе. Но и эти, заведомо эпигенетические, новообразования следует связывать отнюдь не с поверхностными зонами Земли и не с грунтовыми пресными водами, а с деятельностью глубоких и соленых подземных вод; этот процесс подробно разобран в моей статье, посвященной доломитам Самарской Луки (см. стр. 202). При поверхностном же выветривании имеют место лишь растворение доломитов и их кальцитизация.

Обратимся теперь к гипотезе диагенетического происхождения пятнистых метасоматических доломитов. По этой гипотезе первично на дне моря отлагаются известковые илы, а поступление Mg в осадок происходит в диагенезе. Посмотрим, как вообще может идти это «насасывание» магния илом и каков вероятный количественный эффект этого процесса.

Поступление магния в ил может иметь место, прежде всего, в результате редукции сульфатного иона, с которым в морской воде связан магний. Допустим, что мы имеем морской ил с влажностью в 75%. Тогда при полной редукции сульфатов в нем будет содержаться 0,26% серы, способной образовать в соединении с железом пирит, и, стало быть, содержание пирита в абсолютно сухом иле будет около 0,5%. Обычное же содержание пирита в морских глинистых породах колеблется от немногих долей процента до 1%, редко выше. Таким образом, на образование пирита обычно

идет лишь тот сульфат-ион, который захороняется с морской водой в иле, и лишь редко в ил затягиваются путем диффузии из придонной воды порции SO_4'', количественно приближающиеся к первоначально захороненному сульфату. Это свидетельствует о сравнительно слабой величине диффузного проникновения сульфатного иона из придонной воды в ил.

Но вместе с сульфатным ионом в ил из морской воды проникают также магний и кальций, связанные с этим ионом. Определить их массы применительно к магнию можно следующим образом. При полной редукции сульфатов иловой воды на 0,26% серы придется всего 0,13% Mg (считая, что лишь $^2/_3$ серы связано с магнием), что составит примерно $^1/_3$ всей массы магния, заключенной в иловой воде в момент ее захоронения и равной 0,4% (на сухой ил). Допустим, что весь магний после редукции SO_4'' удаляется из иловой воды в осадок в виде доломита. Это создаст общее понижение концентрации магния в иловом растворе всего на $^1/_3$ по сравнению с его содержанием в придонной воде, что, конечно, не может само по себе вызвать усиленного подтока ионов магния из придонной воды в ил; обычно же это понижение бывает еще меньшим. С другой стороны, осаждение 0,13% магния (от веса ила) может породить количество диагенетического доломита, близкое к 1% от веса сухого ила, т. е. обусловит совершенно ничтожную диагенетическую доломитизацию осадка, о чем мне уже приходилось писать.

Наряду с процессом десульфатизации имеется, однако, еще другая возможность «насасывания» магния из придонной воды в ил: разложение органического вещества другими группами бактерий помимо десульфатизаторов — с освобождением CO_2. В результате этого процесса вначале щелочной резерв иловой воды резко поднимается, а потом, по мере ухода из осадка CO_2, падает. При резком возрастании щелочного резерва доломитное вещество достигает насыщения и садится, доломитизируя карбонатный ил. Удаление таким путем магния из илового раствора могло, конечно, служить причиной подтока его из придонной воды в ил. Нужно иметь в виду, однако, что генерация диагенетического доломита описанным путем также не могла быть сколько-нибудь значительной. Ведь движущей силой доломитообразования является в данном случае разложение захороненного в илах органического вещества, порождающего CO_2. А так как содержание последнего в илах, особенно карбонатных, ничтожно, то, стало быть, и генерация за его счет диагенетического доломита может идти в совершенно ничтожных размерах. Отдельные кристаллы доломита, небольшие и редкие доломитные пятна, конкреции — вот и все, пожалуй, что может возникать в диагенезе описанным способом. Между тем средняя доломитизация горизонтов, содержащих пятнистые метасоматические доломиты, достигает часто 30—70 и больше процентов. Создать диагенетическую доломатизацию такого огромного масштаба процессы диагенеза, понятно, не в силах.

Вслед за Б. П. Кротовым (1925) указывают иногда еще один способ образования доломита в диагенезе: реакцию Гайдингера ($2CaCO_3+MgSO_4=CaSO_4+CaCO_3\cdot MgCO_3$). Однако привлечение этой реакции является в данном случае недоразумением. Как показали недавние опыты М. Г. Валяшко и его сотрудников, реакция эта идет лишь при условии, если $CaSO_4$ насыщает воду. Но в морской (океанской) наддонной воде $CaSO_4$ весьма далек от насыщения (оно наступает при общей солености — в 15%), а в иловой воде тем более, поскольку сульфатный ион в ней в большей или меньшей степени (порой налицо) исчезает благодаря работе десульфатизаторов. Тем самым реакция Гайдингера исключается как возможный путь диагенетического доломитообразования.

Итак, ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что *хотя принципиально диагенетическое доломитообразование в осадках и имеет место*,

реально оно протекает в чрезвычайно слабой степени и не может привлекаться к объяснению генезиса пятнистых метасоматических доломитов в горизонтах со сколько-нибудь заметной средней доломитностью.

Столь же мало помогает делу привлечение — по идее Г. И. Теодоровича (1950) — теплых придонных течений, которые, якобы, обогащают ил магнием. Ведь для этого обогащения нужно ввести в действие один из трех описанных только что конкретных путей «насасывания» магния в ил, а все эти пути, и порознь, и вместе взятые, не дают, как мы видели, решения вопроса. Кроме того, мелководные прибрежные зоны морей вообще отличаются повышенной температурой воды. Поэтому, следуя идее Г. И. Теодоровича, нужно было бы ожидать обязательной, более или менее значительной доломитизации прибрежных илов (карбонатных), чего нет в современных морях и не было в прошлом. Но наиболее наглядным опровержением концепции Г. И. Теодоровича являются карты доломитности карбонатных пород, построенные А. Б. Роновым и демонстрирующие развитие высокой доломитности не в прибрежных, а на огромных центральных площадях бассейнов. Странно представлять себе эти области сплошь охваченными придонными теплыми течениями. Совершенно очевидно, что концепция Г. И. Теодоровича о доломитизирующей роли теплых течений надумана и не отвечает природным процессам доломитообразования.

При такой ситуации единственным, повидимому, решением вопроса о генезисе пятнистых метасоматических доломитов является третья, упомянутая выше, концепция. В основе процесса, согласно этой концепции, лежит непосредственное выделение доломита из воды еще в стадию седиментации. Но в отличие от пластовых, собственно-седиментационных доломитов интенсивность первичной садки доломитного вещества из воды была в данном случае значительно более слабой и, соответственно, содержание доломита в свежем осадке было ограниченным и в некоторых случаях просто малым; доломит в этом случае сочетался со значительным количеством биогенного или хемогенного кальцита или даже просто образовывал примесь к нему. Так как в ходе самого раннего диагенеза в осадке, благодаря влиянию бактерий, возникала большая пестрота физико-химической обстановки по Eh, pH и по концентрации отдельных компонентов в иловом растворе (Страхов, 1953), то в дальнейшем — под воздействием этой самой пестроты условий — начинались обширные миграции разных веществ в иле, приводившие к уходу их из одних точек и концентрации в других, что сопровождалось вытеснением некоторых веществ из этих точек или метасоматозом по ним. Первоначально равномерно распределенный в осадке (в виде примеси) доломит также испытывал такого рода диагенетическое перераспределение в илах, в результате чего и возникали метасоматические концентрации его в виде линз, пятен и штоков в одних участках осадка и уход из других. Таким образом, формирование метасоматических доломитов в палеозое протекало в две стадии: *в седиментационную стадию доломит формировался как минерал, осажденный из воды бассейна, в диагенетическую — он образовывал современные формы нахождения* (пятна, линзы, штоки), и *известково-доломитовая порода приобретала свой петрографический облик пятнистого доломита.* Учитывая этот сложный (двухступенный) ход формирования метасоматических палеозойских доломитов, мы предлагаем именовать их *седиментационно-диагенетическими.*

Отличие доломитов седиментационных от седиментационно-диагенетических заключается, следовательно, в развитии у вторых явлений перераспределения в осадке и метасоматоза по $CaCO_3$. Нетрудно понять, что *оба эти отличительные процесса могли реализоваться лишь в тех случаях, когда первичное осаждение доломита из воды было ослаблено и возникали смеси доломита со значительным количеством биогенного или хемогенного*

кальцита. Это условие предопределило и области формирования пятнистых, метасоматических доломитов. В периферических осолоненных зонах морей они возникали главным образом на переходе от наиболее минерализованных участков к области нормального моря (см. статью К. К. Зеленова). В лагунах собственно они локализовались в прибрежных частях, по периферии их срединной, наиболее соленой части, — когда она имелась, — а также у горловины лагуны, через которую вливалась в лагуну менее соленая морская вода. Но наиболее распространены были метасоматические доломиты в центральных, несколько осолоненных частях карбоновых морей Русской платформы. Дело в том, что незначительность и изменчивость осолонения этих частей моря делала возможной садку доломита, вероятно, не каждый год, а в годы садки — лишь в ограниченные сроки, отвечавшие наиболее теплому и сухому сезону. Благодаря этому, в осадке центральной части морей, как правило, возникала смесь больших или меньших масс $CaCO_3$ и доломита, а при таких условиях как раз и развивалось перераспределение доломита и метасоматоз по $CaCO_3$, т. е., в конце концов, формировались пятнистые метасоматические доломиты. Лишь в сильно осолоненных «лагуноподобных» участках среди лабиринта отмелей в центральных частях карбоновых морей осолонение приводило к исключению $CaCO_3$ и к садке доломита в течение круглого года и за многие годы подряд. В этих «лагунных водоемах» среди моря садились тогда нормальные пластовые седиментационные доломиты. Количественно, однако, они подчинены пятнистым метасоматическим, ибо накоплявшие их лагуны занимали лишь весьма ограниченные участки в пелагических относительно мало осолоненных областях карбоновых морей Русской платформы. Из сказанного видно, что *локализация пластовых (седиментационных) и пятнистых метасоматических (седиментационно-диагенетических) доломитов на площади палеозойских бассейнов определялась интенсивностью первичной садки доломита из воды.*

В условиях большей солености, которые «разрешали» интенсивную химическую садку доломита из воды и подавляли садку кальцита, возникали пластовые доломиты без признаков метасоматоза по кальциту, по той простой причине, что метасоматозу не на чем было здесь развиваться. При меньшей солености первичная садка доломита из воды была ослаблена, наряду с доломитом в разные сезоны года шла садка $CaCO_3$ и создавалась база для диагенетического перераспределения последнего и для возникновения метасоматических пятнистых доломитов.

В разобранных случаях причиной садки доломита в более или менее осолоненных бассейнах или их частях было само осолонение лагун, приводившее растворенный доломит к состоянию пересыщенного раствора. Но доломит накапливался иногда и в морях совершенно нормальной солености, как это имеет место в рифогенных образованиях. В этом случае, очевидно, роль доломитоосаждающей причины принадлежит уже не солености как таковой, а другим факторам. Садка доломита из воды осуществлялась здесь, с одной стороны, на участках особенно сильного нагрева воды, что понижало растворимость доломитового вещества и переводило его в стадию пересыщенного раствора, с другой же — на участках интенсивного фотосинтеза фитопланктона или фитобентоса, что резко поднимало pH и также делало наличный раствор доломитного вещества пересыщенным [1]. Понятно, что места выделения доломита в твердую фазу в воде,

[1] Обе эти причины осаждения доломита из воды действовали, конечно, и в осолоненных водоемах и их частях. Но там они лишь *дополнительно ускоряли* садку доломита, которая и без того шла в силу повышенной солености воды, т. е. были факторами факультативными, второстепенными, необязательными. В условиях же морской нормальной солености они становились главными и решающими.

и места его захоронения в осадке всегда более или менее заметно различались между собой, ибо сформированные доломитовые микрокристаллы подвергались большему или меньшему разносу движениями воды. Ясно также и то, что временные и локальные повышения температуры и pH в морской воде могли создавать лишь невысокую среднюю доломитность возникающего осадка, почему здесь формировались только метасоматические пятна и линзы доломита, да и сами они были не крупны и не очень многочисленны. Лишь тогда, когда та или иная часть наплатформенного бассейна начинала постепенно осолоняться и переходить в стадию аномально-соленого моря, процессы первичного доломитоосаждения становились достаточно (и все более) сильными, а доломитные линзы делались все более крупными и многочисленными. Этот процесс с классической ясностью может быть прослежен в карбоне Самарской Луки (см. мою статью в этом сборнике).

Итак, *пластовые доломиты в палеозойских отложениях представляют собой образования первичные или седиментационные*; *пятнистые метасоматические доломиты — тела седиментационно-диагенетические*; *доломиты же, выполняющие трещины, поры, каверны готовых пород, — минералы эпигенетические.*

В работах, напечатанных в настоящем сборнике, К. К. Зеленов, И. К. Королюк, З. Е. Колотухина, Д. А. Виталь, Л. М. Князева, С. В. Николаев, И. В. Хворова, описывая пятнистые, метасоматические доломиты, трактуют их генезис, в сущности, так же, как мною выше изложено; они признают поступление магния в осадок из придонной воды в ходе седиментации и лишь современную форму доломитных тел считают возникшей в процессе диагенеза. Несмотря на такой явно двухступенчатый способ образования метасоматического доломита, эти авторы все же по традиции продолжают называть пятнистые доломиты диагенетическими. Следует резко подчеркнуть, что диагенетические доломиты этих авторов по способу образования не имеют ничего общего с диагенетическими доломитами Г. И. Теодоровича и С. Г. Вишнякова; поэтому во избежание путаницы правильнее было бы называть их седиментационно-диагенетическими, подчеркивая тем самым сложный ход процесса и поступление магния в осадок именно в ходе седиментогенеза. В работе 1951 г. я также называл пятнистые, метасоматические доломиты просто диагенетическими, ибо способ поступления магния в осадок был тогда для меня неясен, тогда как диагенетичность формы нахождения не вызывала сомнений. В настоящее время, после анализа «обмена веществ» между илом и наддонной водой в ходе диагенеза для меня стала очевидной (Страхов и сотр., 1954) невозможность «насасывания» больших масс магния в осадок в диагенезе, и то, что прежде, вслед за другими авторами, я называл просто диагенетическими доломитами, я предлагаю называть доломитами седиментационно-диагенетическими.

III. К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕНЕНИИ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ В ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Обратимся теперь к доломитообразованию более поздних эпох и постараемся выяснить отличия его от доломитообразования палеозойской эры.

В литературе, посвященной этому вопросу, можно найти две идеи относительно сущности изменений доломитного процесса в мезозое и кайнозое.

Одна из них была высказана впервые Р. Дэли (Daly, 1909) и повторена недавно (1952) А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратын-

ским. Суть ее заключается в признании погрессивного затухания доломитонакопления в истории Земли и в вытеснении его кальцитообразованием. «Основным процессом в эволюции карбонатных пород, — пишут названные авторы, — было уменьшение содержания Mg и исчезновение доломитовых эпох. Доломиты, преобладающие карбонатные породы в протерозое, постепенно вытеснялись из формировавшихся осадочных толщ известняками и другими карбонатами (мел). Химический состав их, по мере течения геологического времени, все более и более обеднялся доломитовой молекулой. Кривая, иллюстрирующая рост во времени величины отношения Ca : Mg в карбонатных породах Русской платформы и Северной Америки, показывает, что обеднение карбонатов было закономерным и общим, повидимому, для всей Земли процессом» (Виноградов и др., 1952, стр. 121).

Особенно резкая убыль Mg (и, стало быть, доломитов) отмечается, судя по их кривым, в мезозое и кайнозое.

Если брать идею прогрессивного затухания доломитообразования как таковую, т. е. принципиально, то сама по себе она, конечно, заслуживает внимания и разработки, так как общие теоретические соображения говорят в ее пользу. В то же время следует резко подчеркнуть, что существующие данные по *Русской и Северо-Американской платформам, несмотря на их, казалось бы, изумительную яркость и согласованность, еще отнюдь нельзя признать убедительным доказательством реальности затухания доломитного процесса в истории Земли.* Причина заключается в следующем.

Доломитообразование, как это неопровержимо вытекает из существующих данных, было процессом, присущим лишь зонам теплых и аридных климатов; поэтому в одно и то же время моря засушливой области накопляли большое количество доломита, тогда как в морях и лагунах зон влажных накоплялись лишь известковые осадки. При таких обстоятельствах для того, чтобы получить убедительное доказательство реальности затухания доломитообразования в истории Земли, необходимо сопоставить во времени карбонатные отложения одних и тех же климатических областей, в частности — областей аридного климата. Между тем ни Дэли, ни советские авторы, возрождающие идею Дэли, сопоставляя доломитность карбонатных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя Русской платформы, не выяснили предварительно: имеют ли они дело всегда с осадками одной и той же климатической зоны или разных зон? Мне пришлось разбирать этот вопрос в 1945 г. (Страхов, 1945) применительно к Русской платформе, и оказалось, что в верхнем палеозое моря Русской платформы располагались в очень большой своей части в зоне климата аридного, мезозойские же и кайнозойские моря платформы лежали уже севернее аридной полосы, в теплоумеренном и умеренном климате. Не удивительно поэтому, что в бассейнах верхнего палеозоя Русской платформы доломиты были развиты очень сильно, а в бассейнах мезозоя и кайнозоя — отсутствовали. Резкое затухание доломитообразования в ходе времен в данном случае вовсе не означает необратимой эволюции доломитообразования в истории Земли, а является следствием изменений фациальных и, в частности, климатических условий, господствовавших в бассейнах разных эпох. Совершенно та же причина вызвала резкое падение доломитообразования на платформе Северо-Американской. Как видно из карт, опубликованных мною в 1951 г., в верхнем палеозое эта платформа также в большей части своей принадлежала к зоне аридной, а в мезозое и кайнозое, в связи со смещением климатических областей к югу, попала в зону умеренного, на юге, возможно, субтропического климата. Этот переход морей из одной климатической зоны в другую и зафиксирован резким изменением интенсивности доломитного процесса.

Таким образом, данные А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и В. М. Ратынского, несмотря на их внешнюю убедительность, демонстрируют *вовсе не падение интенсивности доломитообразования в ходе геологической истории*, как это думают авторы, *а лишь влияние разницы климатических условий карбонатонакопления в мезо-кайнозое сравнительно с палеозоем*, как на Русской, так и на Северо-Американской платформе.

Чтобы получить достоверные заключения по вопросу о затухании доломитообразования, нужно сопоставить известково-доломитные толщи верхнего палеозоя Русской и Северо-Американской платформ, отложенные в аридной зоне, не с известковыми породами мезо-кайнозоя этих же платформ, возникшими в иной климатической обстановке, а с карбонатными толщами, сформировавшимися в аридных зонах мезозоя и кайнозоя.

Как известно, аридная зона в юре — мелу — палеогене располагалась примерно на тех же местах, что и в настоящее время, т. е. в северной Африке, южной Азии, Южной Америке. К карбонатным отложениям юры, мела и палеогена, широко развитым в этих областях, и следует поэтому обращаться для сопоставления их доломитности с доломитностью карбонатных отложений верхнего палеозоя Русской и Северо-Американской платформ. Тогда влияние разных климатических условий будет исключено и падение интенсивности доломитообразования — если оно действительно существует, что весьма вероятно, — проявится в неискаженном виде.

Поскольку указанный путь фактического анализа проблемы изменений доломитообразования в истории Земли пока не может быть использован, мы поневоле должны довольствоваться лишь общими соображениями в этом деле. Суть их в следующем.

Так как содержание CO_2 в атмосфере после интенсивного угленакопления и карбонатонакопления верхнего палеозоя сильно упало, надо думать, что доломитное вещество в морских водах мезозоя гораздо дальше ушло от насыщения сравнительно с тем, что было в палеозойскую эру. Карбонатонакопление юрской — меловой — палеогеновой эпох и ларамийское угленакопление могли только усилить этот же самый процесс.

Понятно, что в мезо-кайнозое осаждать доломит из все менее насыщенного его раствора становилось все труднее, как в лагунах, при их осолонении, так и в море — путем повышения температуры и pH. *Доломитообразование и в лагунах и в морях в общем неизбежно должно было убывать по своей интенсивности.*

Имелись, однако, условия, при которых в частной обстановке, особенно в лагунах (но также и в морях засушливой зоны), доломитообразование могло поддерживаться на высоком уровне. *Эта обстановка создавалась в тех лагунах и на тех участках моря, куда реки (или подземные воды) поставляли много* $MgCO_3$ *или же* $MgCO_3+Na_2CO_3$. Поступающий карбонат магния (и Na) как в осолоненных, так и в опресненных лагунах поднимал дополнительно щелочной резерв и pH воды и доводил доломит до стадии насыщения, тем самым способствуя химической его садке. Если вноса $MgCO_3$ в лагуну не было, садка доломита тормозилась или вовсе отсутствовала.

Положительное влияние вноса $MgCO_3$ на садку доломита, несомненно, имело место и в палеозое, но тогда это был фактор факультативный, необязательный, теперь же, с изменением системы карбонатных равновесий, он стал фактором первостепенным, прямо влияющим на ход доломитонакопления. Описанный А. И. Осиповой случай доломитообразования в ферганском палеогене, где имеются наглядные доказательства усиленного вноса $MgCO_3$ в лагуну реками, является подтверждением развиваемой мысли.

Все опыты получения доломита при испарении растворов, находившихся в равновесии с атмосферой, как известно, потерпели неудачу: вместо доломита садились смеси $CaCO_3$ и основных солей $MgCO_3$ переменного состава. Чем же объясняется эта невозможность экспериментального получения доломита при выпаривании, в обстановке, наиболее отвечающей природным условиям? Анализируя этот вопрос в работе 1951 г., я пришел к заключению, что «причина лежит, возможно, в том, что при испарении давление CO_2 в растворах было недостаточно высоко, ниже 0,0004 атм., что и заставляло $MgCO_3$ при его наклонности давать гидратированные основные соли, оседать именно в этой форме. В иле, в процессе диагенеза давление CO_2, как известно, увеличивается, и это обстоятельство ведет, с одной стороны, к полному усреднению углекислого магния, с другой — к перераспределению вещества и образованию доломита. «Если эти соображения верны, доломит при современной концентрации CO_2 в атмосфере должен быть всегда минералом диагенетическим, даже там, где (как в оз. Балхаш) он накопляется массами и может производить впечатление первичного осадка» (Страхов, 1951, стр. 45).

Но современное низкое давление CO_2 в атмосфере характерно, вероятно, не только строго для современного геологического момента. Его возникновение, несомненно, надобно отодвинуть в более или менее удаленное прошлое, может быть еще в ранний кайнозой, а может быть даже и в поздний мезозой. Тем самым приходится допускать, что в геологической истории имело место не только общее ослабление доломитообразования от древних эпох к современной, но и наблюдалась существенная переделка самого механизма образования доломита как минерала. Вместо непосредственного осаждения доломита из воды в протерозое и палеозое (может быть, и в некоторой части мезозоя?), с какого-то момента времени началась раздельная садка $CaCO_3$ и основной соли углекислого магния с последующим формированием доломита, как минерала, уже в осадке. *Наступление этого момента знаменовало полное «вымирание» седиментационных доломитов и «выживание» лишь доломитов седиментационно-диагенетических.* При этом в случае обильной садки основной соли магния в лагунах, получивших много $MgCO_3$ от рек, возникали доломиты, по составу близкие к нормальным, а по залеганию — к пластовым. При ослабленной же садке основных солей магния, как в лагунах, так, особенно в море, возникали — на фоне низкой общей доломитности карбонатной толщи — типичные пятнистые метасоматические доломиты, неотличимые от палеозойских представителей этой группы.

Итак, имеются некоторые, правда, весьма ограниченные и общие основания думать, что в послепалеозойское время имело место не просто общее ослабление процесса доломитообразования, но и «вымирание» целой важной группы их — седиментационных доломитов и сохранение лишь группы седиментационно-диагенетических, способ формирования которых также усложнился.

Я далек от мысли выдавать эти, пока гипотетические, — *хотя и отталкивающиеся от некоторых фактических данных*, — построения за нечто достоверно установленное. Нужно проделать еще серьезную проверочную фактическую работу для того, чтобы достичь в сложном вопросе об эволюции доломитообразования нужной ясности и достоверности. И если все же я позволяю себе поддерживать и вновь выдвигать изложенную выше гипотезу (впервые сформулированную в 1951 г.), то только потому, что она, как мне кажется, способна содействовать правильной постановке дальнейших работ по проблеме типов и генезиса доломитовых пород и их эволюции в истории Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. I. Доклады. М., 1952.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 132, геол. сер. (№ 53).

Страхов Н. М. Климатическая зональность северо-западной части Евразии в верхнем палеозое. Сов. геол., 1946, сб. 6.

Страхов Н. М. Известково-доломитные фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук. Акад. наук СССР, 1951, вып. 124.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.

Страхов Н. М. О некоторых методических ошибках в изучении химико-биологического осадкообразования и диагенеза. Бюлл. МОИП. 1956, № 2.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.

Daly R. A. First calcarens fossils and evolution of limestone. Bull. Geol. Soc. Amer., 1909, vol. 20.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

К. К. ЗЕЛЕНОВ

ДОЛОМИТЫ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО МАССИВА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Согласно многочисленным исследованиям различных авторов, доломиты в разные геологические эпохи и в разных фациальных условиях возникали разными путями. В связи с этим особенный интерес представляют карбонатные породы наиболее древнего возраста. Именно такими являются породы нижнего кембрия северного склона Алданского массива, представляющие собой отложения единого и довольно обширного бассейна. Выяснение условий осадконакопления в его различных фациальных областях позволяет определить совокупность причин, приводящих к доломитообразованию, и понять генезис различных типов доломитов, пользующихся широким распространением среди нижнекембрийских карбонатных пород.

1. СТРАТИГРАФИЯ И ОБЩИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Нижний кембрий на северном склоне Алданского массива представляет собой мощную (около 1000 м) толщу карбонатных пород, залегающих на пенепленизированной поверхности гранитов и метаморфизованных сланцев архея. Сглаженность гранитного основания говорит о довольно значительном времени пенепленизации, которой подвергался северный склон Алданского массива в конце протерозоя. Пласт базального конгломерата нижнего кембрия весьма невелик: в районе г. Томмот, например, мощность его не превышает 10—15 см.

Породы, слагающие карбонатную толщу, содержат весьма малое количество терригенного материала и разнятся между собой по вещественному составу, по текстурным особенностям, по встречающимся органическим остаткам. На востоке преобладают известняки с разнообразной морской фауной и флорой; на западе распространены, главным образом, немые доломиты с большим количеством прослоев и включений гипса, ангидрита, каменной соли. Особенно четко это различие видно при рассмотрении отдельных разрезов нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива — таких, как в среднем течении р. Лены на участке от с. Чуран до с. Еланское, в нижнем течении р. Ботомы и в среднем ее течении, по р. Лене на участке между устьем р. Намана и с. Ой-Муран, а также в скважинах у устьев рр. Намана и Русская Речка (рис. 1). Сопоставление названных разрезов между собой до самого последнего времени было значительно затруднено и по существу являлось дискуссионным. Однако сейчас, особенно после стратиграфических работ Н. В. Покровской (1954) и Н. П. Суворовой (1954), в этой

серии разрезов появился ряд четких «реперов», достоверно одновозрастных по фауне и прослеженных непосредственно в обнажениях. При этом достаточно отчетливо выделяются все подразделения стратиграфической схемы, разработанной для нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы (Суворова, 1954; Покровская, 1954; Зеленов, Журавлева и Кордэ, 1955). Так, к алданскому ярусу относятся:

1. Толбинский подъярус, залегающий в основании нижнего кембрия, по литологическому составу (доломиты с включениями галогенных пород) довольно однообразный на всем северном склоне Алданского массива. Вскрыт почти исключительно скважинами.

2. Журинский подъярус имеет довольно сложный состав. В крайних западных разрезах (скважины у устьев рр. Намана и Русская Речка) этот подъярус, заключенный между толбинской свитой и пачкой битуминозных доломитов, сложен чередующимися пелитоморфными и крупнокристаллическими доломитами с прослоями и включениями гипса, ангидрита и каменной соли (пестроцветная свита западных районов). Несколько восточнее по р. Лене и в среднем течении р. Ботомы разрез становится существенно иным. Залегающая под пачкой битуминозных доломитов толща пород в этом районе четко делится на четыре части. В основании наблюдается неравномерное чередование красных более или менее глинистых известняков, с фауной археоциат, трилобитов и птеропод, и чистых афанитовых известняков (пестроцветная свита восточных разрезов). Выше залегают доломитистые известняки нохоройской пачки, сменяющиеся оолитовыми доломитами и известняками чуранской пачки. И только самая верхняя часть разреза сложена таким же, как в скважинах Наманы и Русской Речки, чередованием слоев пелитоморфных и крупнокристаллических доломитов (еловская пачка). На р. Ботоме удалось непосредственно наблюдать последовательный переход перечисленных пачек в восточном направлении в единую толщу пестрых известняков с фауной археоциат, трилобитов и птеропод («восточная» пестроцветная свита, залегающая между толбинской и синской свитами).

Ленский ярус составляют:

1. Синский горизонт, объединяющий пачку битуминозных доломитов на западе и черные сланцеватые известняки на востоке. Взаимопереходы этих отложений, согласно лежащих без какого-либо перерыва на достоверно одновозрастных породах журинского подъяруса, удобнее проследить последовательно по разрезам. В скважине у устья г. Наманы пачка битуминозных доломитов нацело сложена чередующимися слоями плотных пелитоморфных и пропитанных битумом пористых крупнокристаллических доломитов. В скважине у устья р. Русская Речка среди этих пород появляются темные сгустковые известняки, которые на р. Толбачан и в «западном» разрезе по р. Лене составляют уже около 50% общей мощности пачки. В нижнем течении р. Ботомы, где распространена уже синская свита, доломиты совершенно исчезают. Известняки из сгустковых становятся микрозернистыми афанитовыми (однако сгустки в отдельных случаях еще сохраняются); появляются тонкие прослои черных сланцеватых известняков с обильной фауной трилобитов. В «восточном» разрезе по р. Лене сгустки в афанитовых известняках исчезают совершенно, а черные сланцеватые известняки образуют мощные (до 4 м) пласты в средней части разреза.

2. Толбачанский горизонт, которому соответствуют толбачанская свита на западе и нижняя часть куторгиновой свиты на востоке. Непосредственного перехода доломитов и мергелей толбачанской свиты в известняки куторгиновой свиты наблюдать нельзя, так как выходы этих различных по своему характеру отложений значительно удалены друг от друга и переход между ними уничтожен современной эрозией. Фауна

трилобитов, найденная Н. П. Суворовой в известняках толбачанской свиты на Ботоме, близка к фауне трилобитов куторгиновой свиты.

3. Олекминский горизонт, в который на западе входит олекминская свита, а на востоке — верхняя часть куторгиновой свиты. Однородные известняки и доломитистые известняки этого горизонта обладают единым комплексом фауны трилобитов, сходны по литологическому составу и являются надежным «репером», позволяющим увязать далеко отстоящие друг от друга разрезы.

4. Кетеминский горизонт, на западе представленный чарской свитой гипсированных доломитов, на востоке — кетеминской свитой доломитистых известняков. Обе эти свиты, разобщенные эрозией и разные по литологическому составу, лежат согласно и без всякого перерыва на достоверно одновозрастных отложениях олекминского горизонта.

5. Самый верхний еланский горизонт составляет одноименная еланская свита известняков и доломитов с глауконитом, развитая только в восточных разрезах. Как на р. Лене, так и в нижнем течении р. Ботомы в этой свите содержится общий комплекс фауны нижнекембрийских трилобитов и археоциат. Одновозрастных аналогов еланской свиты в западных разрезах не найдено.

Различия в вещественном составе пород разных частей Алданского массива свидетельствуют о различии фациальных условий в момент их образования. Можно поэтому четко выделить для нижнекембрийской эпохи три фациальные области осадконакопления, каждая из которых характеризуется специфическим комплексом условий. Особенно отчетливо эти области выделяются на примере журинского подъяруса (рис. 2). Отложения первой, «восточной» фациальной области вскрыты р. Леной (восточный разрез), р. Ботомой (нижнее течение), а также р. Алданом (среднее течение). Отложения второй, «западной» фациальной области вскрыты скважинами у устьев рр. Намана и Русская Речка и, кроме того, обнажены в верховьях рр. Толбы и Амги. Третья, «центральная» фациальная область выделяется по обнажениям западного разреза р. Лены и верхнего течения р. Ботомы.

Восточная область сложена исключительно известняками; последние обычно обогащены некоторым количеством глинистого материала, содержание которого в разных пластах неодинаково и колеблется от 2—3% (афанитовые известняки) до 15—20% (глинистые доломитистые известняки). Механический анализ нерастворимого остатка наиболее глинистых прослоев показал подавляющее преобладание (96—99%) фракции меньше 0,01 мм, причем эта последняя, в свою очередь, содержит около половины (43—46%) фракции меньше 0,001 мм. Присутствие глинистого красно-бурого вещества придает слоям яркую красную или кирпично-красную окраску. Увеличение глинистости в известняках обычно сопровождается увеличением доломитности их, и в некоторых случаях породы (особенно обогащенные глинистым веществом) по вещественному составу следует относить уже к глинистым известковистым доломитам. Это обстоятельство будет подробно разобрано ниже; здесь же необходимо отметить, что все породы восточной области содержат много остатков разнообразных морских организмов — как донных (археоциаты, водоросли, трилобиты), так и планктонных (птероподы). Отдельные группы организмов (археоциаты, эпифитоновые водоросли) настолько переполняют породу, что в ряде случаев становятся породообразующими и слагают своеобразные пластовые тела — биогермы (Журавлева и Зеленов, 1955).

Обилие остатков разнообразных морских животных и растений несомненно указывает на то, что в восточной фациальной области мы имеем дело с отложениями морского бассейна, в котором существовали благоприятные для развития разнообразных организмов условия газового

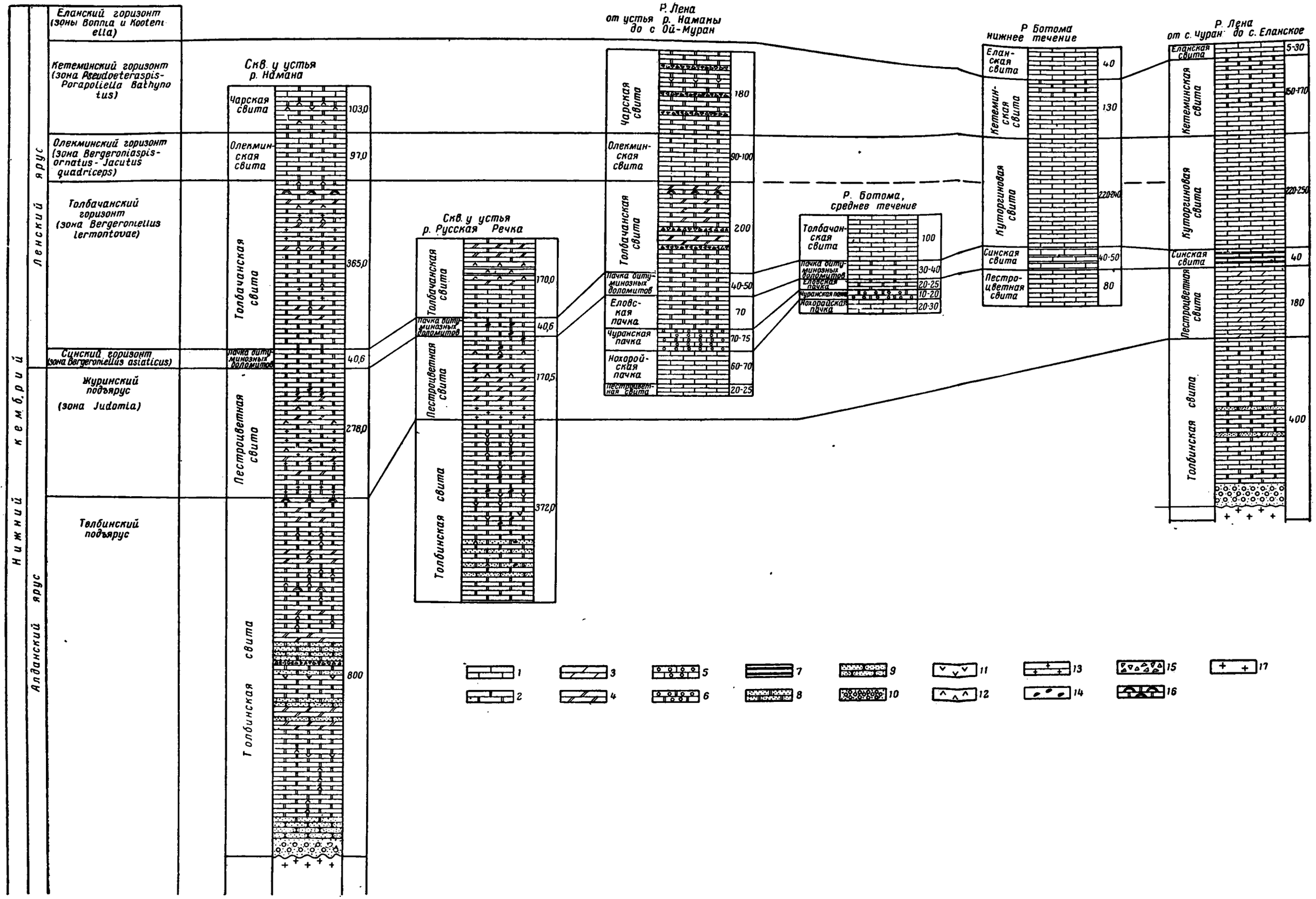


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов нижнего кембрия по рр. Лене и Ботоме.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глинистые известняки; *4* — доломитовые мергели; *5* — оолитовые известняки; *6* — оолитовые доломиты; *7* — сланцеватые известняки, обогащенные органическим веществом; *8* — песчанистые доломиты; *9* — песчаники; *10* — конгломераты; *11* — гипс; *12* — ангидрит; *13* — каменная соль; *14* — кремни; *15* — карстовая брекчия; *16* —доломитовые строматолиты; *17* — породы докембрия.

режима и солености, иными словами — с отложениями нормального (для нижнекембрийского времени) открытого моря.

В западной фациальной области можно наблюдать чередование слоев крупнокристаллических пористых и пелитоморфных доломитов, причем по направлению к западу в последних заметно увеличивается содержание глинистого терригенного материала, а сами они начинают господствовать в разрезе; далее на запад среди пород в значительных количествах появляются гипс, ангидрит, каменная соль. Так, в разрезе русско-реченской скважины гипс и ангидрит отмечены как в виде включений и

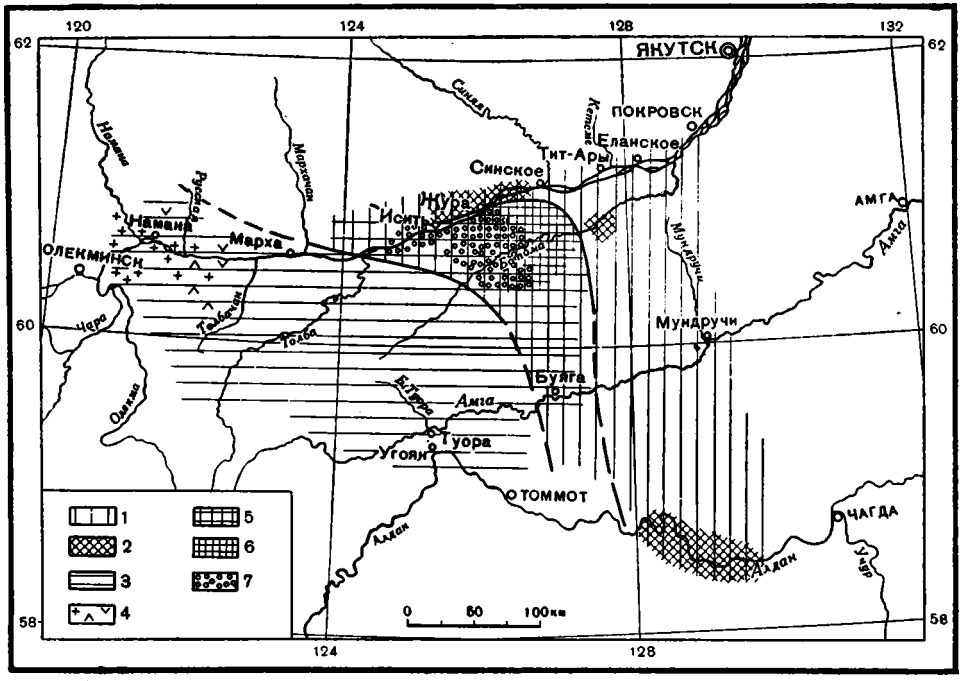


Рис. 2. Схема распространения фаций журинского подъяруса.

1 — фациальная область нормального открытого моря; *2* — археоциато-водорослевые биогермы; *3* — фациальная область осолоняющейся лагуны; *4* — сульфатно-доломитные и соленосные осадки осолоняющейся лагуны; *5* — область перехода от лагуны к открытому морю; *6* — пятнистые доломитистые известняки и известковистые доломиты области перехода от лагуны к открытому морю; *7* — оолитовые известняки и доломиты области перехода от лагуны к открытому морю.

прожилков, так и в виде слоев по нескольку метров мощности. Каменная соль образует там пласты мощностью до 8 м и содержится в кавернах среди доломитов.

Присутствующие в этой фациальной области сульфатные и галогенные породы являются надежными индикаторами существовавших условий осадкообразования, достоверно свидетельствующих о существовании здесь водоема типа резко осолоненной лагуны в условиях засушливого климата. В условиях повышенной солености, следовательно, накапливались и пласты пелитоморфных доломитов, вмещающие сульфатные и галогенные породы.

Центральная фациальная область представляет собой зону перехода от нормального моря к осолоняющейся лагуне. Этот переход достаточно отчетливо виден в породах пестроцветного горизонта на р. Ботоме, где богатые фауной и флорой глинистые известняки восточной фациальной области начинают вытесняться в более западных районах пятнистыми доломитистыми известняками.

Для выяснения обстановки осадконакопления в рассматриваемой переходной зоне мы, к сожалению, не имеем таких неопровержимых доказательств, как, скажем, обилие разнообразной фауны в области нормально-соленого моря или присутствие сульфатных и галогенных пород в области осолоненной лагуны, а поэтому вынуждены идти косвенным путем.

Существование зоны перехода между осолоняющейся лагуной и водоемом нормальной солености можно обнаружить и в современную эпоху осадконакопления. При этом не следует упускать из виду, конечно, что современные небольшие соленые лагуны по своим масштабам значительно отличаются от гигантских осолонявшихся водоемов прошлого.

Современная осолоняющаяся лагуна представляет собой бессточный водоем, слабо связанный с нормальным морем. Потеря воды при поверхностном испарении этого водоема не компенсируется притоком речных вод с континента, что вызывает понижение уровня водоема по сравнению с нормальным морем и, как следствие, постоянный приток в лагуну морских соленых вод. Обусловленное этим повышение солености водоема отражается на облике фауны и минералогии осадка. Микрофауна испытывает угнетение и может совершенно исчезнуть. Значительную роль в ходе осадкообразования приобретает химическое осаждение. При этом в осадок переходят такие соли, как гипс, ангидрит, галит.

Характерным и наиболее ярким примером современной лагуны является залив Кара-Богаз-Гол, расположенный на восточном побережье Каспийского моря. Площадь этого залива в настоящее время насчитывает около 17 000 км^2. От Каспийского моря он отделен узкой полосой песчаных кос-пересыпей протяженностью около 60—70 км. Примерно в средней части этой полосы имеется пролив длиной около 5,5 км и шириной от 200 до 700 м, через который в залив непрерывно вливается вода Каспийского моря. Приток поступающей воды до последнего десятилетия составлял в среднем до 20 км^2 в год (Иванов, 1953).

Другим примером современной лагуны является залив Сиваш, соединенный с Азовским морем узким Геническим проливом. Берега Сиваша очень изрезаны и образуют целый ряд полуостровов, мысов, заливов и проливов разнообразной формы. Такая изрезанность создает сильную расчлененность бассейна и некоторую изолированность отдельных его частей. При этом соленость вод Сиваша постепенно повышается по мере удаления от Азовского моря от 0,7 до 24° Bé. Так, А. И. Прошкина-Лавренко (1940) выделяет по степени солености мезогалинный Сиваш с концентрацией солей 0,75—3° Bé, полигалинный Сиваш (3—6° Bé), ультрагалинный Сиваш (5—20° Bé) и зону «меляков» и «засух» (рис. 3). Выпадение и аккумуляция солей из рапы этой лагуны идет лишь в большей части ультрагалинного Сиваша и в зоне «меляков» и «засух». Мезогалинный и полигалинный Сиваш характеризуются повышенной соленостью воды и постепенным угнетением фауны и флоры, тогда как вещественный состав илов этих зон мало чем отличается от вещественного состава илов Азовского моря. Таким образом, в отличие от блюдцеобразного Кара-Богаз-Гола, где поступающая из Каспийского моря вода около «устья» пролива быстро смешивается с рапой и тут же начинает интенсивно испаряться, в Сиваше, благодаря его прихотливой конфигурации, мы отчетливо видим достаточно обширную переходную область.

Приблизительно такое же постепенное повышение солености по мере перехода от нормального моря к лагуне существовало, вероятно, и в древних, значительно более крупных по масштабам лагунах. Но обширная переходная зона дает основание предположить, что для древних лагун было совершенно не обязательно резко выраженное обособление от питающего их водоема, как это имеет место в современных лагунах. Пови-

димому, роль «барьеров» могли успешно играть архипелаги мелких островов, отмели и пр. В результате создавалась значительная по размерам переходная зона, в которой даже небольшое повышение солености вызывало появление химических осадков. При дальнейшем продвижении

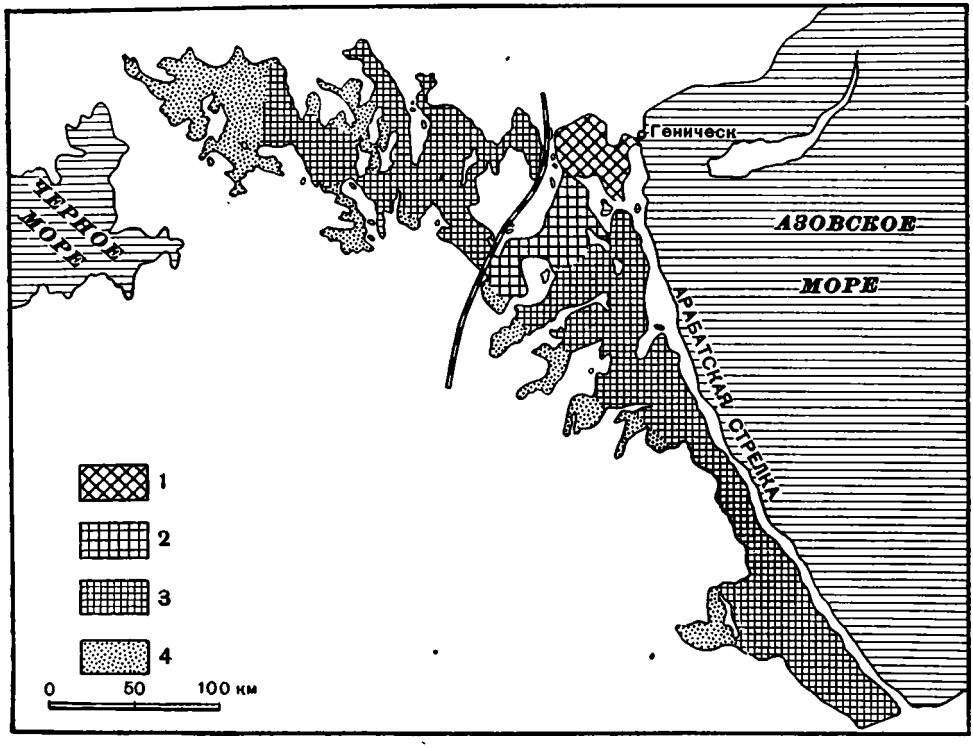


Рис. 3. Схема гидрохимического районирования залива Сиваш (по А. И. Прошкиной-Лавренко).

1 — мезогалинный Сиваш; *2* — полигалинный Сиваш; *3* — ультрагалинный Сиваш; *4* — меляки и засухи.

в область обширного выпаривающегося древнего водоема соленость воды все более повышалась, что приводило в конце концов к садке сульфатных и галогенных минералов и к образованию соленосных и гипсоносных толщ.

Посмотрим теперь, как выглядят доломитные породы в разных фациальных областях единого нижнекембрийского бассейна.

2. ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ

Доломиты всех трех фациальных областей по морфологии и условиям образования разделяются на пять различных типов: 1) пелитоморфные доломиты, 2) крупнокристаллические пористые доломиты, 3) порфировидные известковистые доломиты, 4) мозаичные известковистые доломиты и 5) глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки. Эти пять типов доломитов обнимают довольно большое количество всевозможных разновидностей; более или менее существенные различия между ними не меняют общего представления о генезисе каждого из выделенных типов.

Пелитоморфные доломиты широко распространены почти во всех свитах западных разрезов рр. Лены, Амги и Ботомы. Они образуют хо-

рошо прослеживающиеся по простиранию слои от 0,2 до 1,5 м мощности, в которых распадаются на ровные плитки толщиной от 3 до 5 см. По внешнему виду это плотные однородные породы, равномерно окрашенные в светлые тона серого, желтого, розового, красного и зеленого цвета. Изредка встречаются небольшие включения гипса в виде игольчатых кристаллов, при выщелачивании которых образуются характерные щелевидные пустоты. На поверхностях напластования часто видны знаки ряби течений и трещины усыхания. Под микроскопом среди очень микрозернистого доломита, размеры зерен которого не превышают 0,1 мм (табл. I, фиг. 1), в отраженном свете иногда различаются равномерно рассеянные тонкие частицы глинистого вещества. Как видно из табл. 1, где приведены данные химических анализов пелитоморфных доломитов из различных свит [1], содержание доломита в этих породах колеблется от 81 до 93%, минерального нерастворимого остатка от 5 до 14% и кальцита до 4,2%. Карбонатная часть пелитоморфных доломитов почти нацело (от 95,4 до 99,8% к сумме карбонатов) представлена доломитом.

Таблица 1

Химические анализы пелитоморфных доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
р. Лена	9,40	1,32	27,12	19,17	42,45	99,46	0,82	87,67	99,07
»	5,78	0,66	27,84	20,03	43,50	97,81	0,22	90,97	99,76
р. Мархачан . .	10,16	0,84	26,98	18,93	41,65	98,56	1,57	85,83	98,20
» . .	5,28	0,88	29,11	19,77	43,80	98,84	4,26	87,87	95,38
р. Алдан	13,94	1,50	25,84	18,44	39,70	99,42	1,94	81,40	97,67
»	9,30	0,22	27,64	18,80	43,30	99,26	0,21	90,52	99,77
р. Амга	6,32	0,40	28,62	20,30	43,90	99,54	2,29	89,88	97,52
»	6,36	0,48	28,89	20,14	44,75	100,62	1,59	92,09	98,30
р. Ботома	5,45	0,60	28,87	20,29	44,65	99,86	1,48	92,20	98,42
»	5,12	0,60	29,08	20,47	45,02	100,29	1,41	93,03	98,50
»	6,32	0,48	29,03	19,50	44,09	99,42	3,35	89,29	96,38
Среднее . .	7,58	—	—	—	—	—	1,74	89,16	98,09

Эти породы, отличающиеся чистотой состава, плотностью, а также большой однородностью и тонкозернистостью слагающих их зерен доломита, трудно представить себе образовавшимися иначе, как в результате выпадения мельчайших кристалликов доломита непосредственно из воды и последующего накопления этих кристалликов на дне водоема вместе с приносимыми с берега тонкими глинистыми частицами. О седиментационном накоплении доломита свидетельствует и четкое пластообразное его залегание. Иными словами, пелитоморфные доломиты, так же как и сульфатные и галогенные породы, с которыми они ассоциируют, яв-

[1] Химические анализы, приведенные в настоящей работе, выполнены в химической лаборатории Отдела сравнительной литологии ИГН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон. Расчет минералогического состава пород сделан следующим образом: по CaO солянокислой вытяжки высчитано содержание $CaCO_3$, остаток углекислоты связан с MgO солянокислой вытяжки в $MgCO_3$, а по количеству карбонатов кальция и магния высчитано содержание кальцита и доломита. После этого расчета обычно остается в избытке некоторое количество MgO. Это объясняется тем, что из нерастворимого остатка в солянокислую вытяжку переходит магний легко растворимых силикатов. Иногда небольшой избыток как MgO, так и CO_2 объясняется допустимой аналитической ошибкой.

ляются хемогенным осадком, несколько загрязненным поступавшим в бассейн глинистым терригенным материалом.

Крупнокристаллические пористые доломиты развиты в разрезах осадков фаций осолоняющейся лагуны, где они чередуются с описанными выше пелитоморфными доломитами, а также развиты среди пород фаций перехода от лагуны к открытому морю. Эти породы широко распространены в свитах западных разрезов по р. Лене, по р. Амге и в верхнем течении р. Ботомы, где образуют слои от 0,4 до 2,5 м мощности. По внешнему виду крупнокристаллические пористые доломиты белые или желтоватые, реже сероватые, с неровным, искрящимся на солнце шероховатым изломом. Характерной чертой этих пород является пористость, которая иногда распределяется неравномерно. Часто можно наблюдать согласное напластованию чередование невыдержанных полос то более, то менее пористой породы. В некоторых случаях наблюдаются крупные — по несколько сантиметров в диаметре — неправильно-округлые каверны. Пласты крупнокристаллических пористых доломитов, образующие в обнажениях четкие уступы или вертикальные стенки, очень хорошо выдерживаются по простиранию и часто используются как маркирующие горизонты.

В отпрепарированных выветриванием стенках обнажений в ряде случаев бывает видно, что эти пласты образованы иногда оолитами, иногда корками строматолитов. На свежем изломе порода отчетливо кристаллическая, часто — сахаровидного облика. Водорослевое или оолитовое строение на свежем расколе бывает видно очень редко.

Под микроскопом крупнокристаллические пористые доломиты очень однообразны и состоят из сравнительно крупных зерен доломита (до 0,2—0,3 мм), образующих мозаику (табл. I, фиг. 2). Всегда наблюдается большое количество пор, в ряде случаев занимающих до 20% площади шлифа. Поры представляют собой пустоты между зернами доломита и имеют неправильную угловатую форму, образованную гранями нескольких кристаллов. Иногда такие поры бывают заполнены вторичным кальцитом, кремнеземом или битумом.

Совершенно очевидно, что эти породы в их настоящем виде образовались в результате перекристаллизации, в процессе которой стерлась структура первичного осадка. Но каков же был этот первичный осадок и когда происходила перекристаллизация?

Теоретически для образования такой структуры можно предположить три варианта:

1) Эпигенетическая доломитизация (замещение доломитом) уже сформировавшейся карбонатной породы.

2) Диагенетическая доломитизация (замещение доломитом) первично-известкового осадка.

3) Диагенетическая перекристаллизация первично-доломитового осадка.

Первый вариант — эпигенетическое замещение — приходится отбросить в силу того, что здесь мы имеем дело с мощными, измеряемыми десятками метров, толщами слоев доломитов, исключительно четко выдерживающихся по простиранию. Пористость этих пород сравнительно равномерная, хорошо выдерживающаяся в пластах. Близ пор в шлифах не наблюдается никаких изменений. Порода в равной степени крупнозерниста как в наиболее, так и в наименее пористых разностях. Иными словами, нет никаких следов прохождения в этих породах такой массы растворов, которая могла бы осуществить подобного рода замещение, не говоря уже о трудности отыскания источника магния, пригодного для равномерной переработки этих толщ.

Второй вариант — диагенетическое замещение первично-кальцитового осадка — сомнителен в виду исключительной чистоты доломитов этого

типа. По данным химических анализов (табл. 2), количество кальцита в крупнокристаллических пористых доломитах не превышает 8% (среднее из 38 определений — 3,3%), а нерастворимого остатка содержится

Таблица 2

Химические анализы крупнокристаллических пористых доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
р. Лена	0,58	0,30	32,09	20,06	47,10	100,13	7,48	91,74	92,49
»	1,28	0,60	30,67	20,87	46,85	100,27	1,94	95,45	98,00
»	1,88	0,36	30,39	20,73	46,30	99,66	3,17	94,08	96,74
»	0,64	0,88	31,52	20,12	46,90	100,06	6,96	90,82	92,88
»	0,64	0,64	31,10	20,89	47,02	100,29	4,05	94,80	95,90
»	0,78	0,41	30,71	21,14	46,80	99,84	3,18	95,13	96,76
»	0,76	0,40	30,81	21,23	46,90	100,10	3,36	95,15	96,67
р. Мархачан	0,20	0,40	31,52	21,12	46,75	99,99	5,77	93,02	94,16
»	2,28	0,48	29,96	20,54	45,95	99,21	2,44	94,03	97,47
»	2,22	0,54	30,24	20,89	45,55	99,44	2,36	95,29	97,48
р. Алдан	1,32	0,60	29,73	20,48	45,70	97,83	2,21	93,69	97,69
р. Амга	1,16	0,52	29,87	21,48	46,20	99,22	1,54	95,39	98,41
»	2,04	0,40	30,01	20,64	46,05	99,14	2,31	94,43	97,61
»	2,16	0,32	30,15	21,18	46,20	100,01	2,55	94,45	97,36
»	1,36	0,36	29,73	21,23	46,60	99,28	0,46	97,10	99,52
»	1,12	0,40	30,01	21,05	46,70	99,28	1,32	96,26	98,64
»	1,08	0,48	29,87	21,29	47,00	99,72	0,46	97,38	99,71
»	1,20	0,48	30,07	21,74	46,40	99,89	1,78	95,59	98,18
»	1,32	0,40	29,73	21,28	46,80	99,53	1,95	94,17	97,97
»	1,92	0,48	30,01	20,81	46,65	99,87	1,92	95,15	98,02
р. Ботома	1,08	0,36	31,20	20,37	46,90	99,91	5,12	93,16	94,78
»	2,64	0,60	30,24	20,79	45,73	100,00	3,93	92,20	95,91
»	2,44	1,00	30,26	20,87	46,10	100,67	3,14	93,71	95,72
»	1,99	0,40	30,32	21,28	46,20	100,19	3,15	93,90	96,75
»	0,89	0,99	30,58	20,76	46,95	100,17	3,05	94,93	96,88
»	0,49	0,99	30,88	20,49	47,55	100,40	4,25	93,71	95,65
»	1,29	0,49	31,05	20,41	46,95	100,19	4,75	93,34	95,15
»	3,60	0,50	29,74	20,09	45,60	99,53	3,24	91,84	95,54
»	1,10	0,70	30,53	20,19	46,50	99,02	4,37	92,33	95,47
»	1,10	0,30	30,55	20,55	47,25	99,75	3,52	93,97	96,38
»	1,05	0,67	31,21	20,04	46,60	99,57	5,97	91,63	93,88
»	0,60	0,20	30,66	21,68	47,00	100,14	2,66	96,00	98,31
»	0,40	0,15	30,53	22,13	47,65	100,86	0,65	99,22	99,35
»	0,60	0,20	32,21	20,72	47,10	100,83	7,84	91,48	92,10
»	1,14	0,33	30,91	20,51	46,60	99,49	4,25	93,80	96,78
»	0,46	0,36	31,03	20,77	46,94	99,56	4,00	94,67	96,96
»	0,72	0,31	30,17	21,20	46,98	99,38	1,23	96,94	98,74
»	0,75	0,35	30,60	20,78	46,90	99,38	3,04	95,02	96,89
Среднее	1,27	—	—	—	—	—	3,30	94,34	96,66

до 3,6%. Трудно представить себе раздельное поступление в осадок солей кальция и магния в точных соотношениях, приведших к последующему образованию доломита, без какого-либо избытка кальцита или магнезита, на обширной территории в продолжение значительного отрезка времени. Можно было бы предположить образование доломита в результате взаимодействия известкового ила и $Mg^{\cdot\cdot}$ илового раствора; в этом случае для образования однообразной доломитовой толщи расходующийся магний должен был бы вновь поступать в иловый раствор за счет подтока из придонной воды до тех пор, пока весь карбонат кальция не пе-

рейдет в двойную соль. Трудно себе представить, однако, такую взаимосвязь иловых растворов и придонной воды. Как указывает Н. М. Страхов (1953), осадки и находящаяся над ними водная масса представляют собой два разных, бок о бок существующих мира. При этом специфику илового раствора составляет гораздо бóльшая, чем в наддонной воде, концентрация многих компонентов, что вызывает диффузные токи, главным образом от илового раствора к придонной воде, и частичную отдачу веществ в воду. Из осадка в наддонную воду удаляются CO_2, CH_4, NH_3, H_2S, H_2,SiO_2, P, Fe, Mn и, вероятно, ряд других веществ. В то же время в осадок из придонной воды действительно диффундируют O_2, SO_4'', а также Ca и Mg, связанные с сульфат-ионом. Это поступление веществ в иловую воду вызвано для сульфат-иона редукцией SO_4'' в H_2S, в результате которой иловая вода может полностью освободиться от сульфатов. Выполненный Н. М. Страховым расчет возможного поступления SO_4'' в осадок, основывающийся на количестве пирита, образовавшегося в результате полной редукции сульфатов, наглядно показывает, что подток сульфат-иона, а стало быть и связанного с ним магния, ничтожен и количественно не превышает первоначального содержания этих компонентов в иловой воде. Таким образом, даже при допущении полной редукции сульфатов и вызванного этим полного удаления магния в осадок, в иловой воде создается общее понижение концентрации магния всего на $^1/_3$ по сравнению с его содержанием в придонной воде. Осаждение такого количества магния может породить массу диагенетического доломита, равную всего около 1% от веса сухого ила, т. е. обусловить ничтожную диагенетическую доломитизацию осадка (Страхов, 1954).

Остается рассмотреть третий вариант — возможность диагенетической перекристаллизации первично-доломитового осадка.

Такие факты, как исключительная чистота состава крупнокристаллических пористых доломитов, а также их однородность и выдержанность по простиранию как в отдельных слоях, так и в мощных пачках, достигающих десятков метров толщины, не противоречат этому варианту, а наоборот, свидетельствуют в пользу его. Еще более веским является то обстоятельство, что в тех случаях, когда перекристаллизация рассматриваемых пород почему-либо проходит не полностью, в шлифах отчетливо видны оставшиеся участки скрытозернистого доломита. То же самое наблюдается при изучении крупнокристаллических пористых доломитов, имеющих на выветрелой поверхности оолитовую структуру (табл. I, фиг. 3). В ряде случаев в шлифах таких пород удается обнаружить следы бывших оолитов, перекристаллизованные центральные части которых состоят из скрытозернистого доломита (табл. I, фиг. 4). Не противоречит идее о первоначальном накоплении доломита непосредственно из воды и наличие мощных слоев доломитовых строматолитов. Дело в том, что, по наблюдениям В. П. Маслова (1953), химический состав строматолита, как правило, близок к химическому составу карбонатов, его окружающих. Это объясняется тем, что водоросли, благодаря своей жизнедеятельности, осаждают карбонат, главным образом, в той форме, в которой он в данных условиях может садиться химически. Стало быть, в нашем случае мы имеем дело с первоначально осажденным доломитом в виде строматолитов, дальнейшая перекристаллизация которых приводит к образованию типичных крупнокристаллических пористых доломитов (табл. III, фиг. 8).

Таким образом, предположение о перекристаллизации первично-доломитового осадка оказывается наиболее приемлемым для объяснения генезиса рассматриваемых пород. Первично-доломитовый осадок образовался, повидимому, разными путями, среди которых могут быть такие, как непосредственное выпадение в осадок мелких кристалликов доломита

из воды, образование оолитовых доломитов, садка доломита водорослями. Большая диагенетическая подвижность этого минерала и связанная с ней способность к быстрой перекристаллизации приводят к перераспределению доломита, затушевыванию первоначальных структур разного по происхождению осадка и образованию сравнительно однообразных крупнокристаллических пористых доломитов.

При таком решении вопроса остается неясным, почему столь же интенсивной перекристаллизации не подвергаются пелитоморфные доломиты, чередующиеся с описанными выше породами. Можно предположить, что перекристаллизации пелитоморфных доломитов препятствует рассеянное в них глинистое вещество. На вероятность этого предположения указывает тот факт, что переходными от пелитоморфных к крупнокристаллическим являются афанитовые доломиты, по внешнему облику близкие к пелитоморфным, но по структуре значительно более крупнокристаллические (до 0,06 мм), мозаичного строения. Содержание нерастворимого остатка в таких доломитах не превышает 3,5%. Кроме того, перекристаллизации в значительной степени могла способствовать неоднородность водорослевых, оолитовых и т. п. структур осадков, из которых возникали впоследствии крупнокристаллические пористые доломиты. Иловые растворы, благоприятствующие диагенетическому перемещению и перекристаллизации, в таком неоднородном и пористом осадке циркулировали, повидимому, гораздо интенсивнее, чем в осадке, образованном однородным микрозернистым доломитом со значительной примесью равномерно рассеянного глинистого вещества.

Порфировидные известковые доломиты присущи исключительно породам перехода от лагуны к открытому морю и представляют собой тонкие (обычно доли сантиметра), почти всегда извилистые и невыдержанные по мощности прослойки желтого крупнозернистого доломита среди афанитового известняка (табл. II, фиг. 5). Часто извилистые прослойки сгущаются настолько тесно, что порода приобретает своеобразный брекчиевидный облик и известковистый доломит играет роль цемента (табл. II, фиг. 6). Именно эти прослойки порфировидных известковистых доломитов и создают причудливую пятнистость и брекчиевидную текстуру пород, которые известны под названием пятнистых доломитистых известняков и особенно характерны для переходных зон журинского подъяруса и толбачанского горизонта, а также для кетеминской свиты.

Пятнистые доломитистые известняки обычно очень плотные и лишены какой бы то ни было трещиноватости. Слои афанитового известняка, в которых заключены прослойки доломита, хорошо выдержаны по простиранию на большом протяжении, а характер пятнистости на разных участках одного и того же пласта совершенно одинаков. Пятнистые прослои мощностью 15—20 см чередуются с прослоями полосчатой текстуры, также хорошо выдержанными по простиранию (табл. II, фиг. 7).

Афанитовые известняки, слагающие основную часть этих пород, сами по себе доломита не содержат и сложены почти нацело (96,98%) кальцитом. В то же время порфировидные известковистые доломиты, как показали химические анализы редко встречающихся наиболее толстых прослойков (табл. 3), представлены, в основном, доломитом со значительной примесью (до 32%) карбоната кальция и небольшим количеством (до 0,7%) минерального нерастворимого остатка. В шлифах из прослойков порфировидных известковистых доломитов под микроскопом четко видна мозаика крупных (до 0,5 мм) правильных ромбоэдров доломита, пространство между которыми выполняет скрытозернистый кальцит с размерами зерен до 0,005 мм (табл. III, фиг. 9). На менее доломитных участках, где ромбоэдры несколько рассеяны и местами не образуют сплошной мозаики, особенно четко видно, что скрытозернистый кальцит

Таблица 3

Химические анализы порфировидных известковистых доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
р. Лена	0,52	0,40	34,65	18,03	45,90	99,50	19,28	78,42	80,68
»	0,68	0,96	37,78	14,93	45,65	100,00	31,01	67,09	68,39
»	0,60	0,14	36,35	16,56	46,55	100,20	23,90	75,51	75,96
Среднее . .	0.60	—	—	—	—	—	24,73	73,67	75,01

почти не подвергался перекристаллизации и иногда содержит расплывчатые сгустки или остатки проблематических микроорганизмов (табл. III, фиг. 10).

Порфировидные известковистые доломиты являются составной частью пятнистых доломитистых известняков, отличающихся относительным однообразием, выдержанностью по простиранию и приуроченностью к определенной фациальной области. Все это может свидетельствовать, на наш взгляд, о первичном, сингенетическом поступлении доломитового вещества в карбонатный осадок. Своеобразная «брекчиевидная» текстура в этом случае образовалась в стадию диагенеза, при перераспределении доломита. Как показал Н. М. Страхов (см. статью в этом сборнике), доломитное вещество в осадке обладает большой подвижностью и способностью стягиваться в процессе диагенеза в отдельные линзы и конкреции неправильной формы. Повидимому, именно такой процесс, приведший к образованию мелких причудливых пятен доломита, имел место в сложном по вещественному составу осадке (смесь кальцита и доломита), преобразовавшемся впоследствии в пятнистые доломитистые известняки. Сложность же осадка могла явиться следствием постоянно меняющейся солености водоема, периодически повышающейся до условий садки доломита.

Такая же обстановка могла создаться в зоне перехода от осолоняющейся лагуны к нормально-соленому морю, где к известковому осадку периодически интенсивно примешивался химически осаждавшийся из воды доломитный осадок. Дело в том, что доломитообразование в древних водоемах, благодаря повышенному содержанию CO_2 в атмосфере и соответственно высокому щелочному резерву морской воды, было, если можно так выразиться, менее затруднительным. Доломитное вещество в воде приближалось к насыщению, поэтому садка доломита, знаменующая начало лагунных условий, могла начаться при весьма незначительном повышении солености (Страхов, 1951). Весьма вероятно, что концентрация доломитного вещества в отдельных прослойках и в то же время общее сравнительно незначительное содержание его в осадке привели (при последующем диагенетическом перераспределении доломита) к образованию крупных идиоморфных кристаллов, сгущения которых и создали тонкие извилистые прослойки порфировидных известковистых доломитов среди скрытозернистого афанитового известняка.

Мозаичные известковистые доломиты встречаются, главным образом, среди осадков нормального моря и в меньшей степени — среди осадков переходной зоны. Эти породы образуют тонкие прослойки (1—2, редко 3—5 см) и пятна среди доломитистых известняков куторгиновой и олекминской свит, а также встречаются в виде отдельных редких прослойков

в разрезах переходной зоны пестроцветного горизонта. По внешнему виду это желтовато-серые, желтые, иногда красновато-желтые плотные афанитовые породы с раковистым изломом. В доломитистых известняках, с которыми мозаичные известковистые доломиты обычно чередуются через каждые 10—15 см, нередко встречаются органические остатки в виде обломков щитков трилобитов (а иногда и цельных их панцырей) и раковин брахиопод. По своим физическим свойствам мозаичные известковистые доломиты настолько близки к доломитистым известнякам, с которыми они чередуются, что породу невозможно расколоть точно по контакту. Характер излома мозаичных известковистых доломитов и доломитистых известняков совершенно одинаков, и граница между ними не оказывает на скол никакого влияния. Под микроскопом видно, что описываемые известковистые доломиты сложены равнозернистым микрокристаллическим (0,02—0,1 мм) карбонатом мозаичной структуры. Зерна доломита имеют совершенно такую же форму и размеры, как зерна кальцита, и распределены по породе чрезвычайно равномерно, слагая общую однородную мозаику (табл. IV, фиг. 11). Отличить кристаллы доломита от кристаллов кальцита, количество которого в породе часто достигает 40% (табл. 4), можно только в прокрашенном шлифе (табл. IV, фиг. 12). Граница между мозаичными известковистыми доломитами и доломитистыми известняками под микроскопом также не улавливается. В шлифах (при окрашивании) наблюдается лишь равномерное уменьшение количества зерен доломита, в результате чего порода из известковистого доломита постепенно переходит в доломитистый известняк.

Однообразие по разрезу и по простиранию толщ, в сложении которых принимают участие мозаичные известковистые доломиты, говорит о продолжительном времени существования определенных морских условий, которые, судя по преобладанию известняков с фауной трилобитов и брахиопод, позволяли нормально жить и развиваться большому количеству донных организмов. В то же время исключительная равнозернистость кальцитовых и доломитовых зерен, на наш взгляд, могла создаться в результате быстрой общей литификации карбонатного осадка, в котором уже находился седиментационный доломит. По всей вероятности, некоторая доломитность этих известняков с фауной и частое чередование их с тонкими прослоями известковистых доломитов свидетельствуют о периодических временных повышениях солености водоема, осуществлявшихся довольно часто, но на очень непродолжительное время. Равномерное распределение доломита в доломитистом известняке и постепенное количественное увеличение его при переходе в известковистый доломит (и наоборот) говорят о том, что изменения солености в ту или другую сторону происходили весьма постепенно и не носили характера резкой смены условий. Известковый осадок на дне водоема при прочих равных условиях постепенно сменялся доломитовым, а затем вновь известковым. Это привело к тому, что в доломитовом осадке оказалось большое количество равномерно рассеянного кальцита, а в кальцитовом — доломита. Такая обстановка могла сложиться в окраинной части неглубокого открытого морского водоема, непосредственно связанного с осолоняющейся лагуной.

Глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки встречаются исключительно в фациях нормального открытого моря, например — в восточных разрезах пестроцветного горизонта. По внешнему виду это плотные мергелистые породы кирпично-красной или желтовато-зеленоватой окраски, тонкие плитки которых слагают четкие, хорошо выдержанные по простиранию пласты с ровными поверхностями напластования.

Глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки, которые рассматриваются нами вместе потому, что разница между ними,

Таблица 4

Химические анализы мозаичных известковистых доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
р. Лена	1,26	0,40	38,46	14,30	45,60	100,02	33,58	64,60	66,82
»	1,45	0,66	37,99	14,64	44,80	99,54	33,70	62,83	65,09
р. Ботома	1,80	0,42	40,36	12,09	45,05	99,72	42,00	55,32	56,84
»	1,40	0,20	35,02	17,78	45,90	100,30	20,65	77,13	78,88
»	8,99	1,01	31,12	15,62	41,50	98,24	16,76	71,45	81,00
»	6,74	0,50	32,39	15,89	43,25	98,77	18,36	72,67	79,83
»	9,63	1,15	37,00	10,68	40,75	99,21	39,51	48,86	55,29
»	0,80	0,61	43,82	9,18	44,88	99,29	55,40	42,00	44,15
»	0,67	1,88	33,81	17,54	46,15	100,05	16,83	80,17	82,65
Среднее . .	3,64	—	—	—	—	—	30,75	63,89	67,84

по существу, сводится лишь к колебаниям процентного содержания доломита, переслаиваются с чистыми афанитовыми и так же, как и последние, обычно содержат разнообразную фауну. Так, в восточном разрезе пестроцветного горизонта среди этих пород встречаются трилобиты, археоциаты, птероподы; часто наблюдаются следы ползания червей (?). Под микроскопом видно, что основная масса породы сложена обычно микрозернистым (до 0,02 мм) кальцитом, замутненным красновато-бурым или серым глинистым веществом. По этому фону равномерно и в большом количестве разбросаны мелкие (до 0,03—0,04 мм) ромбики доломита (табл. IV, фиг. 13). Содержание последнего колеблется в этих породах от 8 до 62%, а содержание минерального нерастворимого остатка — от 8 до 32% (табл. 5). При этом отчетливо видно, что доломита всегда больше там, где больше минерального нерастворимого остатка (рис. 4). Как мы упоминали выше, минеральный нерастворимый остаток этого типа пород почти нацело (96—99%) представлен фракцией меньше 0,01 мм, т. е. глинистым веществом.

Таблица 5

Химические анализы глинистых известковистых доломитов и доломитистых известняков (в % на воздушно-сухую навеску)

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
р. Лена	32,00	1,68	22,72	11,30	29,35	97,05	14,31	48,33	77,15
»	30,08	1,84	21,02	13,01	30,75	96,70	15,21	49,51	76,50
»	19,34	2,50	33,39	7,79	34,70	97,72	40,24	35,64	46,97
»	15,67	1,74	35,81	7,61	36,40	97,23	45,02	34,80	43,59
»	14,72	1,20	34,93	9,95	38,05	98,85	37,76	45,27	54,52
»	14,04	0,84	42,12	4,59	37,80	99,39	64,37	19,90	23,62
»	9,72	0,60	46,58	3,19	39,60	99,69	76,17	12,81	14,33
»	9,48	0,96	46,86	2,45	39,10	98,85	78,33	9,77	11,09
»	8,50	0,56	47,71	2,97	39,45	99,19	80,55	8,46	9,50
р. Ботома	26,50	2,65	23,89	12,15	32,25	97,44	12,47	55,57	81,67
»	20,65	2,05	26,68	13,42	35,80	98,60	14,29	61,39	81,12
»	10,10	0,90	41,70	6,23	39,45	98,38	59,13	28,18	32,28
Среднее . .	17,56	—	—	—	—	—	44,82	34,14	46,03

Наблюдаемая количественная связь доломита с глинистым веществом, повидимому, не случайна. Вполне правдоподобно предположение, что мельчайшие кристаллики доломита, ранее выпавшие из воды, в дальнейшем разносились на правах пелитового материала и вместе с последним оседали на дне водоема. Такое толкование совместимо и с тем обстоятельством, что глинистые, в значительной степени доломитистые известняки содержат, по существу, ту же фауну, что и чистые известняки, ибо доломит, принесенный вместе с обломочным материалом, ни в какой степени не отражает истинной солености воды и может отлагаться в условиях, чрезвычайно благоприятных для жизнедеятельности организмов.

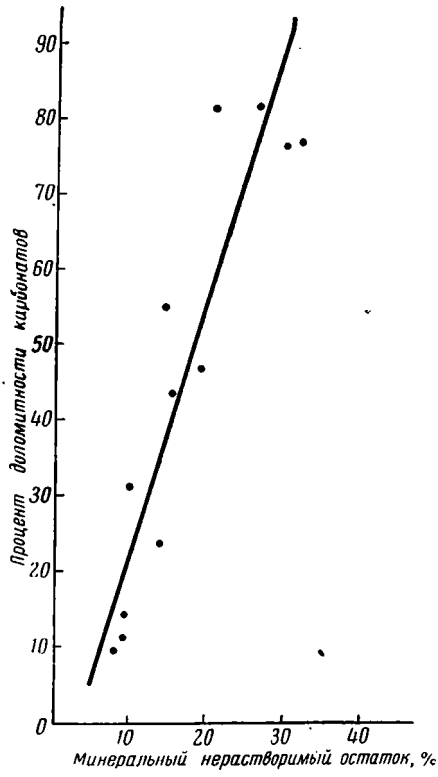


Рис. 4. Доломитность карбонатной части глинистых известковистых доломитов и доломитистых известняков в зависимости от содержания минерального нерастворимого остатка.

В каких же участках моря мог образоваться доломит, отложенный впоследствии вместе с пелитовым материалом? Несмотря на то, что рядом в лагуне шло усиленное доломитообразование, вынос доломита из лагуны нам кажется мало вероятным по той простой причине, что, во-первых, при осолонении лагун неизбежен подток воды из открытого моря в лагуну, что противоречит предположению о выносе доломита, и, во-вторых, таким путем трудно объяснить тесную связь доломита и пелитового материала. Скорее всего этот доломит образовался в зоне мелководья, в хорошо прогреваемых солнцем участках прибрежной полосы открытого моря. Как известно, повышение температуры способствует усиленной садке доломитов; в данном же случае могло произойти выделение некоторого количества мелких кристалликов доломита, которые здесь же, в прибрежной полосе, смешивались со сносимым с берега пелитовым материалом и разносились по водоему в полном соответствии с гидродинамическим режимом. То, что подобный процесс мог иметь место, доказывается фактом механического разноса хемогенных карбонатов в озере Балхаш, установленный Д. Г. Сапожниковым (1951). «Карбонаты, переведенные благодаря пересыщению воды оз. Балхаш в твердую фазу, — пишет Д. Г. Сапожников, — тотчас же попадают в сферу воздействия гидродинамических факторов, действующих в водоеме, и распределяются ими по законам, регулирующим механическую седиментацию. При этом мельчайшие кристаллики карбонатов ведут себя, грубо говоря, так же, как и близкие к ним по размерам частицы глинистого материала. В связи с этим происходит наложение процесса механического перераспределения на процесс хемогенной садки карбонатов; последние заносятся в глубоководные части и избыточно обогащают здесь осадок. В итоге этого глубоководные осадки обогащаются не только глинистым, но и карбонатным материалом».

При рассмотрении каждого из описанных выше пяти типов доломитов мы уже отмечали, что между ними имеются взаимопереходы. Так, можно наблюдать породы, средние между пелитоморфными и крупнокристаллическими пористыми, между крупнокристаллическими пористыми и порфировидными известковистыми, между порфировидными известковистыми и мозаичными известковистыми доломитами. Несколько особняком стоят глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки, однако существуют также и породы, сближающие мозаичные известковистые доломиты с этим типом. Кроме того, необходимо напомнить, что фации осолоняющейся лагуны сложены чередованием пелитоморфных и крупнокристаллических доломитов, в фациях перехода от лагуны к открытому морю наблюдаются крупнокристаллические, порфировидные известковистые и мозаичные известковистые доломиты, а в отложениях фаций нормального открытого моря принимают участие мозаичные известковистые доломиты и глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки. Все это дает возможность расположить выделенные типы доломитов в единый профиль, представляющий собой как бы разрез водоема от лагуны до открытого моря, на котором можно сравнить качественные характеристики отдельных типов.

Такой профиль изображен на рис. 5 в виде графика, кривые которого показывают последовательное изменение процентного состава интересующих нас компонентов по мере перехода от пелитоморфных доломитов через крупнокристаллические пористые, порфировидные известковистые и мозаичные известковистые доломиты к глинистым известковистым доломитам и доломитистым известнякам. Кроме кривых, показывающих средние цифры по многим анализам, штриховкой ограничены пределы колебаний содержания того или иного компонента в отдельных образцах.

Нижняя кривая *А—А* показывает количество минерального нерастворимого остатка. Среднее содержание его от 7,5% в пелитоморфных доломитах падает до минимума в порфировидных известковистых доломитах и затем вновь поднимается до 20% в глинистых известковистых доломитах и доломитистых известняках. Характер этой кривой убедительно показывает, что привнос терригенного материала в лагуну идет независимо от привноса его в нормальное море и что через переходную зону глинистый материал не переносится.

Кривая *Б—Б* изображает количество доломита в породе. Содержание его слегка повышается от пелитоморфных к крупнокристаллическим доломитам и затем постепенно падает. Несколько по-иному ведет себя кривая *В—В*, которая выражает процентное содержание доломита по отношению не ко всей породе, а лишь к сумме карбонатов в ней. Эта кривая, на которой снято разбавляющее влияние глинистого материала, показывает неуклонное падение содержания $CaMg(CO_3)_2$ от 98% в пелитоморфных доломитах до 47,5% в глинистых известковистых доломитах и доломитистых известняках. При этом график подчеркивает еще одну любопытную деталь: пересчет на сумму карбонатов в анализах пелитоморфных доломитов приводит к резкому сокращению пределов колебаний. Совершенно ясно, что терригенный материал в этом случае играет исключительно разбавляющую роль. Иную картину показал такой же пересчет анализов глинистых известковистых доломитов и доломитистых известняков, в которых пределы колебаний содержания доломита по отношению к сумме карбонатов, наоборот, значительно расширились. Это соотношение выражает уже упоминавшуюся тесную связь глинистого вещества и доломита в этой породе. В тех образцах, где имеется незначительное количество глинистого вещества, оказалось мало и доломита; там же, где глинистого вещества много, на долю доломита при пересчете

приходится значительная часть карбонатов. Это еще раз доказывает, что доломит поступал в осадок вместе с глинистым веществом.

Разобранный график отражает только вещественный состав различных типов доломитов и не дает представления об интенсивности процесса

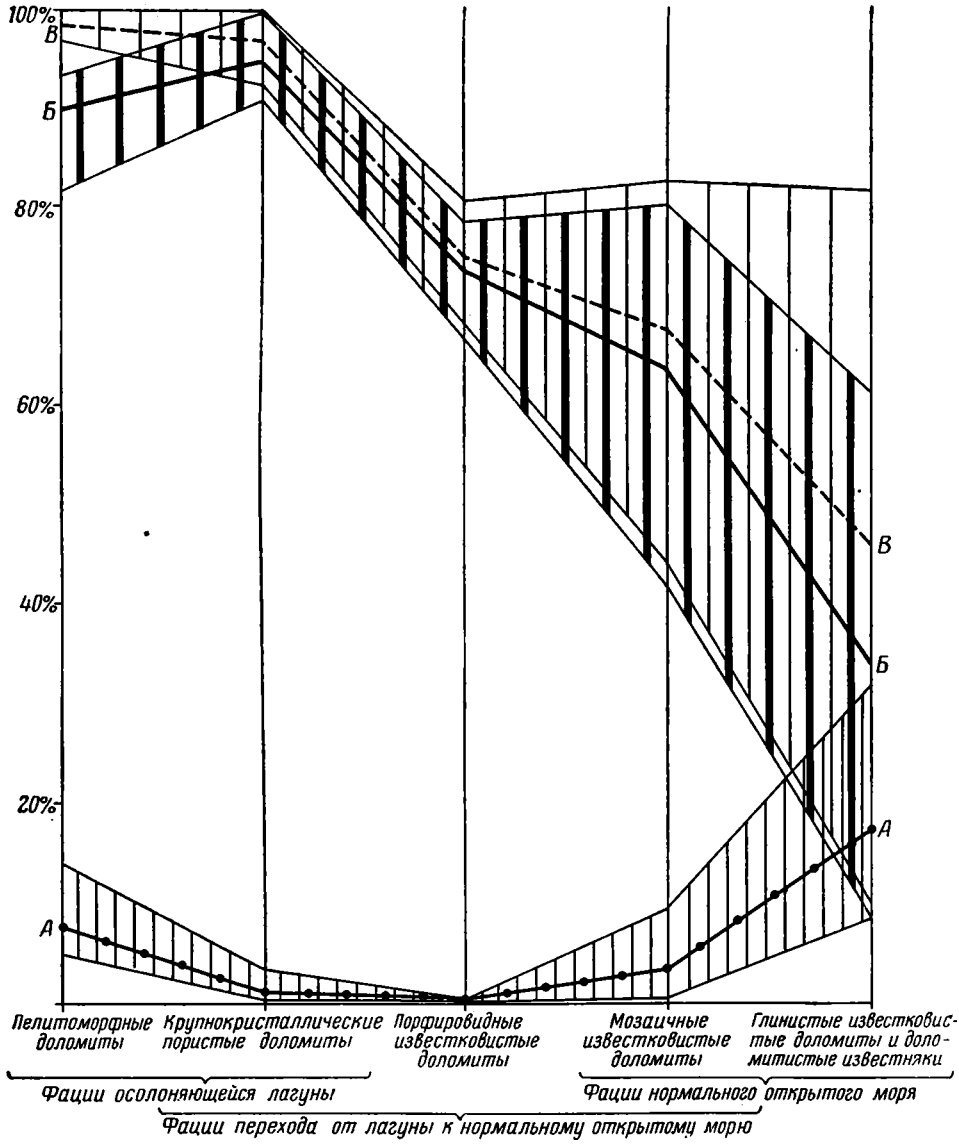


Рис. 5. Содержание основных компонентов в доломитах различных типов.

А—А — количество минерального нерастворимого остатка; *Б—Б* — количество доломита в породе; *В—В* — % доломитности карбонатов. Ограничены и заштрихованы пределы колебаний содержания компонентов в отдельных образцах.

доломитообразования в каждой из выделенных фациальных зон. Среднее содержание доломита в комплексах пород различных фаций в естественных разрезах иллюстрирует другой график (рис. 6). В типичном разрезе каждой из выделенных фациальных зон выбиралось 50—100 м, в которых подсчитывались суммарные мощности каждого из типов пород.

Количество доломита в выделенных типах пород определялось умножением среднего содержания $CaMg(CO_3)_2$ в каждом типе на суммарную мощность (в метрах), которую эти породы имеют в 100-метровом разрезе. Для каждого из типов пород, естественно, получались разные цифры количества доломита. Сумма этих цифр выражает приближенное содержание доломита в проценте ко всей массе разнообразных пород, составляющих каждый разрез, и показана на графике. Составленный таким образом график достаточно отчетливо демонстрирует уменьшение содержания доломита в общем количестве осадков при перемещении от осолоняющейся лагуны (90,7%) к нормальному открытому морю (19,6, 16,4 и 8,2%).

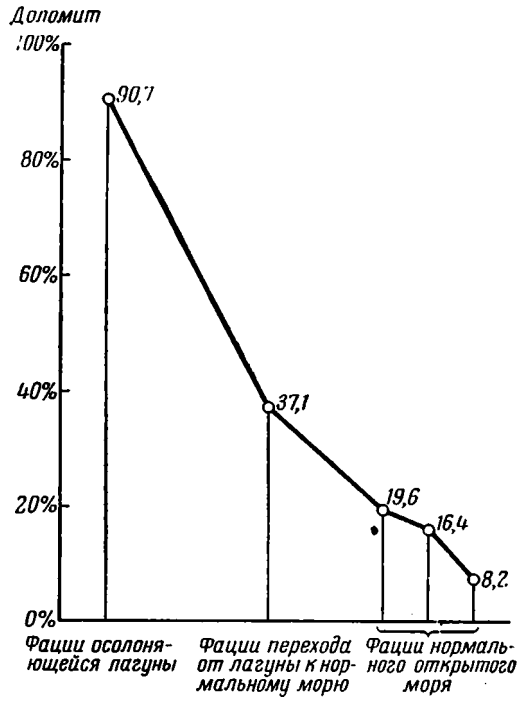


Рис. 6. Среднее содержание доломита в комплексах пород разных фаций нижнего кембрия.

О том же свидетельствует и третий график (рис. 7), на котором показано распространение различных групп морских животных и растений (по количеству видов), а также установленное указанным выше способом среднее содержание доломита в разных свитах нижнекембрийских отложений восточного разреза по р. Лене, т. е. в наиболее «нормально-морских» фациях нижнего кембрия на северном склоне Алданского массива. На фоне четкой смены биоценозов различных свит, на этом графике хорошо видно, что разнообразие видов морских животных вверх по разрезу сокращается, достигает минимума в момент отложения осадков кетеминской свиты и затем вновь значительно увеличивается. Подобное сокращение может зависеть, главным образом, от некоторого нарушения «нормальных» морских условий водоема, так как само понятие «нормальные» в данном случае означает, прежде всего, благоприятные условия для жизни и развития разнообразных организмов. При этом в ряду необходимых условий существования морских животных и растений на первых местах стоят «нормальная соленость» и «нормальный газовый режим» водоема.

Мы далеки от мысли принимать за «нормальную» соленость древних морей цифровые значения солености современного океана. Можно смело сказать, учитывая необратимую эволюцию гидросферы земли, что в абсолютных выражениях соленость древних «нормальных» морей была отлична от солености современных [1]. Однако не вызывает сомнения существование как однообразно-соленого «нормального» нижнекембрийского мирового океана, к жизни в котором приспособились многочисленные морские животные и растения того времени, так и водоемов с аномальной соленостью. В последних, как и в современных водоемах

[1] Н. М. Страхов (1948) сделал приблизительный расчет, по которому соленость нижнекембрийского океана была равна 2,5—3%.

аналогичного типа, следует ожидать обеднения качественного состава фауны. То же можно сказать и о газовом режиме морских водоемов.

На приведенном графике, как мы уже говорили, четко видна смена биоценозов при переходе от одной свиты к другой. Археоциато-водорослевый биоценоз пестроцветного горизонта (с редкими трилобитами, брахиоподами и птероподами) сменяется в синское время трилобитово-брахиоподовым биоценозом, в котором незначительную роль играют птеро-

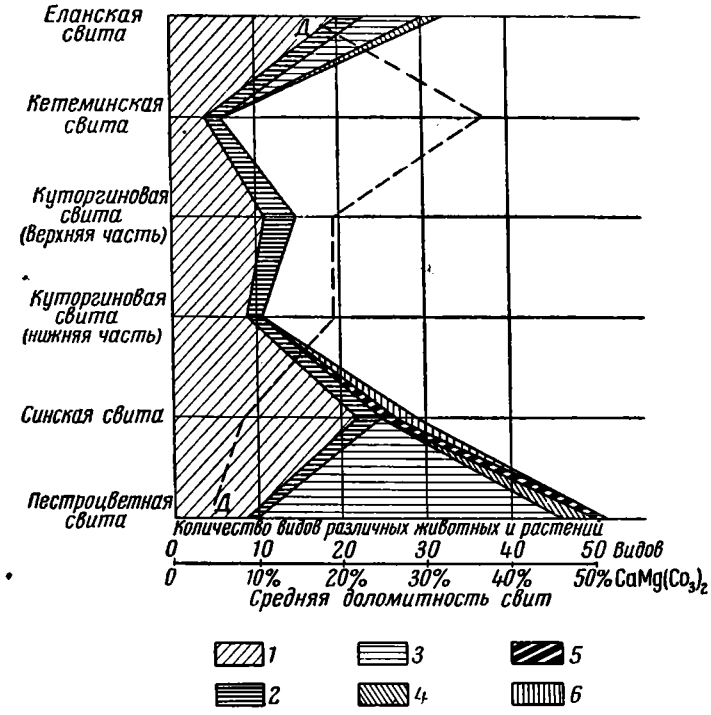


Рис. 7. Распространение различных групп морских животных и растений в нижнекембрийских отложениях восточного разреза по р. Лене (по данным И. Т. Журавлевой, К. Б. Кордэ, Е. В. Лермонтовой, Н. В. Покровской, Н. П. Суворовой) и средняя доломитность свит, в %.

1 — трилобиты; *2* — брахиоподы; *3* — археоциаты; *4* — водоросли; *5* — птероподы; *6* — губки; *Д—Д* — средняя доломитность свит.

поды и губки, а водоросли и археоциаты совершенно отсутствуют. Далее, во время отложения пород куторгиновой свиты органический мир представлен лишь трилобитами и брахиоподами; еланское же время вновь знаменуется разнообразным трилобитово-археоциатово-водорослевым биоценозом. Такая смена одних групп организмов другими несомненно говорит об изменениях среды обитания, т. е. о различии фациальных условий. Поскольку, например, зона жизнедеятельности донной флоры ограничивается глубиной проникновения солнечного света, присутствие эпифитоновых водорослей является достоверным признаком мелководья. Резкое исчезновение водорослей, естественно, можно рассматривать как следствие углубления бассейна. Таким образом, здесь мы имеем дело лишь с «благоприятными» или «неблагоприятными» условиями для расселения тех или иных групп фауны и флоры; что же касается того обстоятельства, что во всем разрезе сохраняется значительное количество дон-

ных животных (трилобиты, брахиоподы), то оно свидетельствует об отсутствии каких-либо серьезных изменений в газовом режиме водоема.

Совсем иначе обстоит вопрос с изменением солености. Дело в том, что время отложения кетеминской свиты является временем наибольшего распространения лагунных условий на северном склоне Алданского массива, доказательством чего является наличие сульфатных и галогенных пород (а также следов их выщелачивания) в западном разрезе по р. Лене, на р. Ботоме, в среднем течении р. Амги. Пятнистые доломитистые известняки кетеминской свиты, весьма сходные с аналогичными породами пестроцветного горизонта, по существу являются, как и последние, отложениями области перехода от осолоненной лагуны к нормальному открытому морю. Поэтому есть все основания считать, что обеднение видового состава фауны в данном случае вызвано близостью к осолоняющейся лагуне и свидетельствует о нарушении «нормальных» условий водоема в сторону повышения солености.

Сравнение этого графика с кривой среднего содержания доломита в различных свитах показывает тесную взаимосвязь доломитности свит с разнообразием животного мира в них. Как можно видеть, кривая средней доломитности различных свит является почти точным зеркальным отображением кривой количества различных видов морских животных и растений. В тех свитах, где фауны и флоры мало, средняя доломитность значительно возрастает, и наоборот. А это значит, что изменение доломитности пород в данном случае мы вправе рассматривать как признак изменения солености водоема, наравне с колебаниями в разнообразии фауны и флоры. Иными словами, увеличение общей доломитности разреза, так же как сокращение видового состава фауны, свидетельствует о переходе к лагунным условиям.

Изложенный материал позволяет сделать совершенно определенный вывод о том, что доломитообразование в рассмотренном нижнекембрийском водоеме происходило, главным образом, в осолоняющейся лагуне, где доломит в ряде случаев являлся основной, а иногда даже единственной осаждающейся солью. В переходной зоне, по мере удаления от лагуны, все большее и большее значение приобретал осаждающийся кальцит, что сказывалось как в падении общего содержания доломита (рис. 6), так и в повышении известковистости самих доломитов (кривая *B—B* на рис. 5). Образование доломита в нормальном открытом море имело место только в интенсивно прогреваемых прибрежных мелководных участках. При этом выпавшие из раствора мельчайшие кристаллики доломита разносились по водоему вместе со сходным по размеру терригенным материалом. В случае совместного осаждения кальцита и доломита последний, в силу своей большой подвижности, в процессе диагенеза перераспределялся и концентрировался в отдельных участках осадка, создавая новые, отличные от первично-седиментационных, текстуры пород. Присутствие в осадке тонко рассеянного глинистого вещества, повидимому, препятствовало перераспределению и перекристаллизации доломита.

Для нижнекембрийской эпохи следует отметить также большое разнообразие структур и текстур карбонатных пород, особенно таких, где доломит и кальцит находятся в тесной связи. Это можно объяснить, повидимому, тем, что в те времена содержание доломита в воде приближалось к насыщению, и достаточно было небольшого изменения условий в водоеме (незначительная изоляция, повышение температуры воды, уменьшение речного стока), чтобы вызвать садку этого минерала. В последующие эпохи условия менялись, повидимому, в сторону все меньшего и меньшего насыщения воды доломитом, что, естественно, затрудняло его хемогенную садку. Широко распространенные в нижнем кембрии

нелитоморфные химически-осажденные доломиты по мере смены геологических эпох постепенно теряют свое значительное положение в разрезе и приобретают узко-локальный характер. Крупнокристаллические доломиты, образовавшиеся в нижнем кембрии в результате перекристаллизации первично-доломитового осадка, в более молодых системах образуются в гораздо бóльших количествах за счет диагенетического замещения известкового ила. Распространение таких типов пород, как порфировидные и мозаичные известковистые доломиты, значительно сокращается.

Все это подтверждает схему эволюции доломитообразования, выявленную Н. М. Страховым (1951). Суть этой схемы заключается в том, что «. . . в ранние эпохи геологической истории доломит, подобно $CaCO_3$, был первичным химическим осадком из морской воды. Так обстояло дело еще и в нижнем палеозое, а частично в отдельные моменты времени и в верхнем палеозое. Но позже первичное доломитообразование в море прекращается и морские доломиты возникают уже чисто диагенетическим путем». Причиной этой эволюции Н. М. Страхов считает постепенное падение содержания CO_2 в атмосфере и вызванное этим понижение щелочного резерва в морской воде.

А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский (1952) предприняли попытку количественно подсчитать изменение процесса доломитообразования во времени на примере Русской платформы и получили ряд цифр, действительно показывающих ослабление этого процесса. Однако надо сказать, что к этому вопросу нельзя подходить так упрощенно, как это было сделано упомянутыми авторами. Как видно из изложенного, процесс доломитообразования уже в нижнем кембрии в значительной степени обособлялся в осолоняющихся лагунах и имел весьма небольшое значение в других фациях (рис. 5). Это говорит о том, что для решения вопроса о количественном изменении процесса доломитообразования во времени нужно не усреднять все имеющиеся анализы одновозрастных пород, как это сделали А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский, а, наоборот, четко дифференцировать эти породы по группам фаций, в которых они образовались, и сравнивать между собой во времени заведомо сходные группы фаций.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 1.

Журавлева И. Т. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.

Журавлева И. Т. и Зеленов К. К. Биогермы пестроцветной свиты р. Лены. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1955, 56.

Зеленов К. К., Журавлева И. Т. и Кордэ К. Б. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 102, № 2.

Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолиздат, 1953.

Лермонтова Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. М., Госгеолиздат, 1951.

Маслов В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 4.

Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.

Прошкина-Лавренко А. М. Гидробиологическое районирование Сиваша на основании изучения его альгофлоры. Труды Конференции по проблеме Сиваша 1938 г. Киев, Изд. Акад. наук УССР, 1940.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 132, геол. сер. (№ 53).

Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М., Госгеолиздат, 1943.
Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.
Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
Суворова И. П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. Пелитоморфный доломит. Пестроцветный горизонт, р. Ботома. × 46.
Фиг. 2. Крупнокристаллический пористый доломит. Эльгянская свита, р. Лена. × 46.
Фиг. 3. Поверхность выветривания пласта оолитовых доломитов. Пестроцветный горизонт, р. Ботома. × 3.
Фиг. 4. Оолитовый доломит. Пестроцветный горизонт, р. Лена. Видны сгустки скрытозернистого доломита в центральных частях оолитов. × 46.

ТАБЛИЦА II

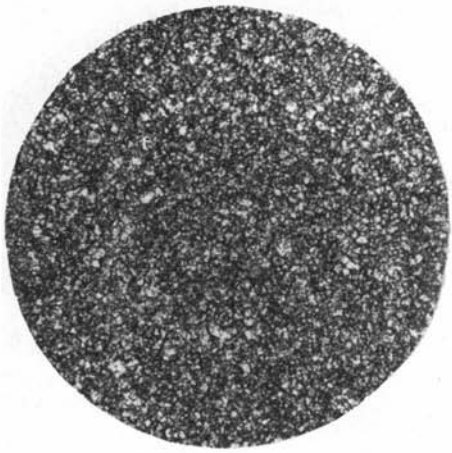
Фиг. 5. Пятнистые доломитистые известняки. Пестроцветный горизонт, р. Ботома. Темное — афанитовый известняк, светлое — известковистый доломит. Пришлифовка, нат. вел.
Фиг. 6. Пятнистые доломитистые известняки. Пестроцветный горизонт, р. Лена. Сгущение извилистых прослоек известковистого доломита (темное) создает брекчиевидный облик породы. Пришлифовка, нат. вел.
Фиг. 7. Обнажение пятнистых доломитистых известняков. Пестроцветный горизонт, р. Ботома. Видно чередование пятнистых прослоев с прослоями полосчатой текстуры.

ТАБЛИЦА III

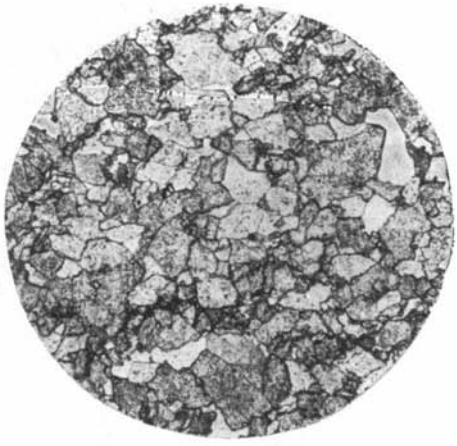
Фиг. 8. Перекристаллизация доломитового строматолита, приведшая к образованию крупнокристаллического пористого доломита. Толбачанская свита, р. Ботома. × 10.
Фиг. 9. Порфировидный известковистый доломит. Пестроцветный горизонт, р. Ботома. Шлиф окрашен, темное — микрозернистый кальцит. × 46.
Фиг. 10. Порфировидный известковистый доломит. Пестроцветный горизонт, р. Ботома. Видны остатки проблематичных микроорганизмов, сложенные скрытозернистым кальцитом. × 46.

ТАБЛИЦА IV

Фиг. 11. Мозаичный известковистый доломит. Куторгиновая свита, р. Лена. Шлиф не окрашен. × 46.
Фиг. 12. Мозаичный известковистый доломит. Тот же образец, что и на фиг. 11, шлиф окрашен. Темное — кальцит, светлое — доломит. × 46.
Фиг. 13. Глинистый доломитистый известняк. Пестроцветный горизонт, р. Лена. × 90.

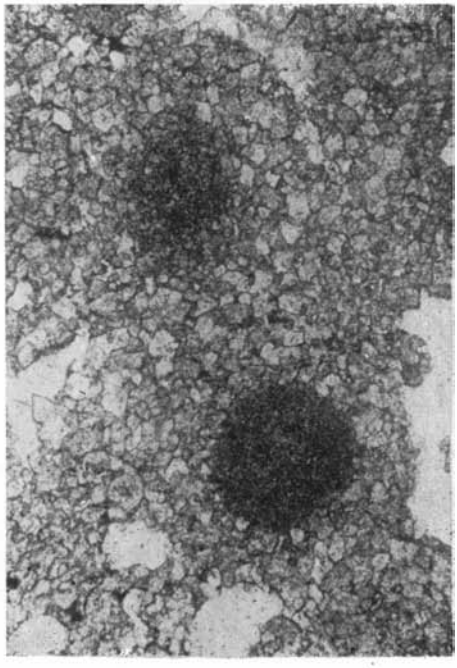


1



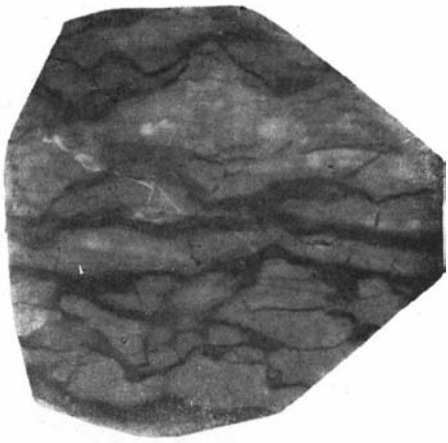
2

3

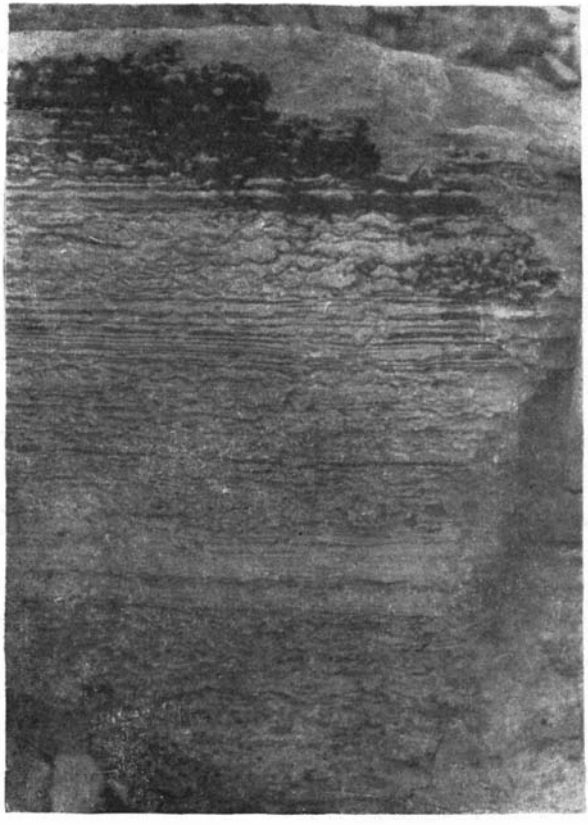


4

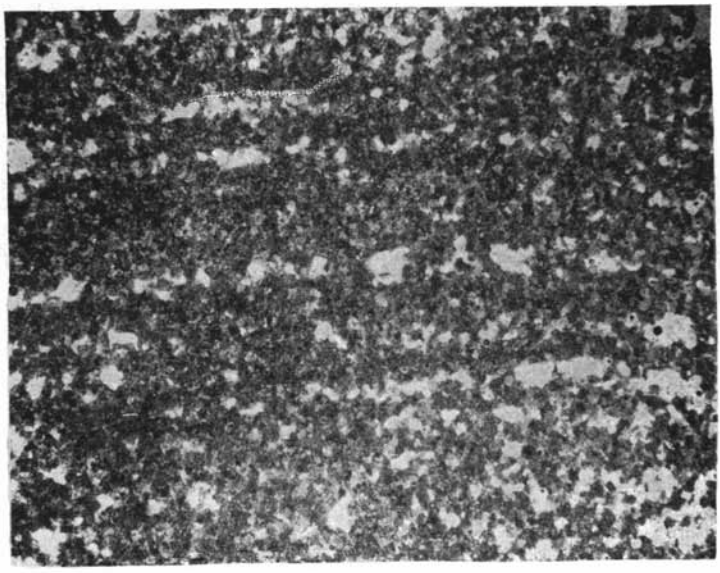
5



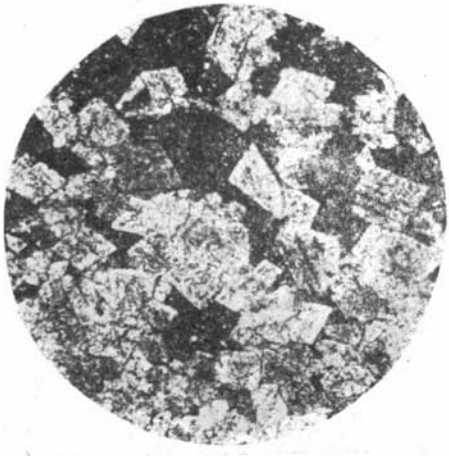
6



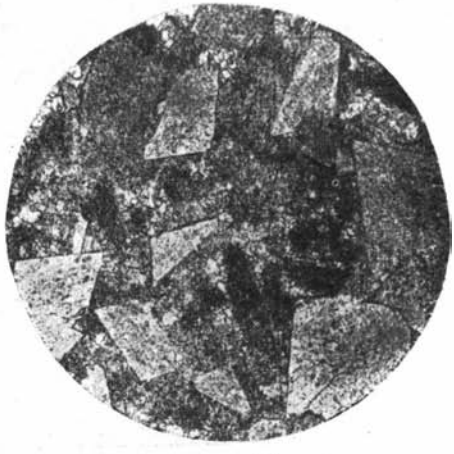
7



8

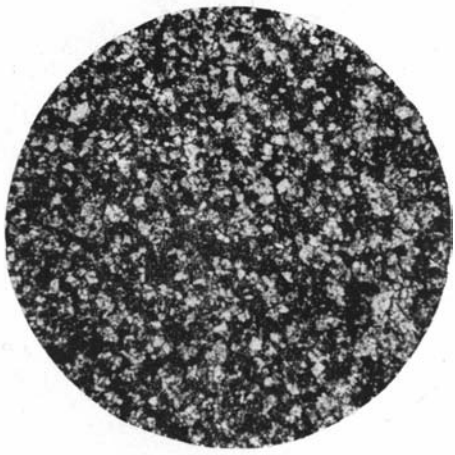


9

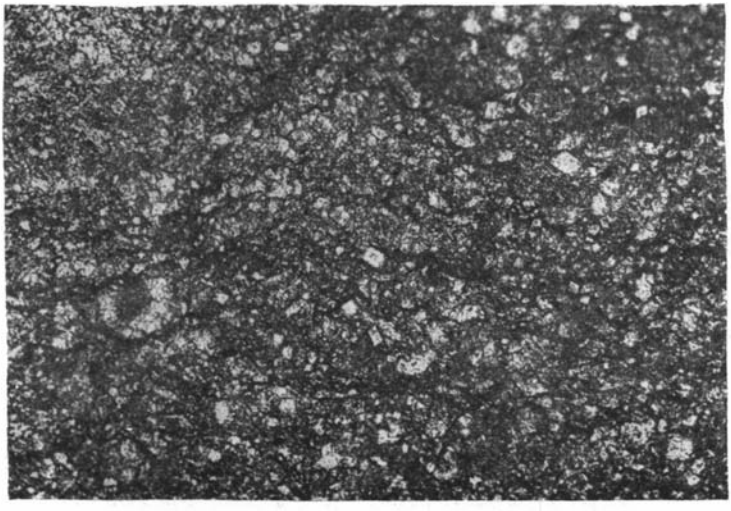


10

11



12



13

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

И. К. КОРОЛЮК

ДОЛОМИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЛЕНСКОГО ЯРУСА КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Задачей настоящего сообщения является детальная петрографическая характеристика пород известково-доломитовой толщи кембрия Иркутского амфитеатра (рис. 1), с особым упором на структуры и текстуры

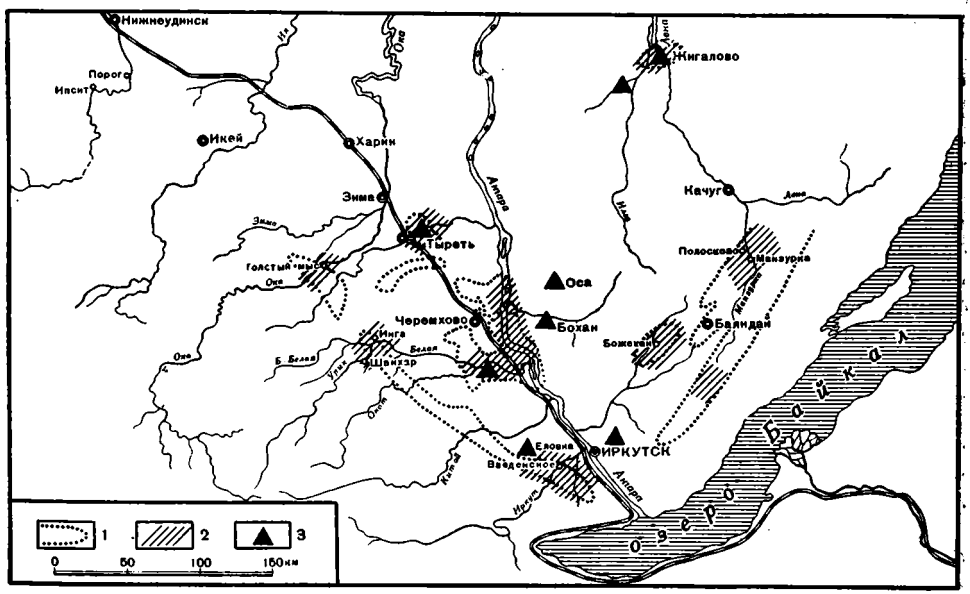


Рис. 1. Обзорная карта Иркутского амфитеатра.

1 — выходы кембрия на поверхность; *2* — районы работ; *3* — обработанные скважины.

широко распространенных в ней доломитовых пород и на их генезис. Но прежде всего необходимо вкратце остановиться на основных чертах стратиграфии кембрия Иркутского амфитеатра и на общей литологической характеристике интересующей нас известково-доломитовой толщи.

I. СТРОЕНИЕ КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА И ОБЩИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕСТКОВО-ДОЛОМИТОВОЙ ТОЛЩИ

В основании кембрия Иркутского амфитеатра (рис. 2) лежат терригенные ушаковская и мотская свиты, общей мощностью от 200 до 1000 м, сложенные красноцветными и сероцветными песчаниками. В центральных

частях амфитеатра мотская свита переходит в тонкозернистые карбонатно-терригенные отложения (мощностью 500—700 м).

В Присаянье на мотской свите лежит переходная свита, сложенная песчано-глинисто-карбонатными породами мощностью 50—150 м, которым в самом амфитеатре соответствует соленосная свита (до 800 м).

Выше переходной и соленосной свиты залегает так называемая карбонатная толща, имеющая мощность около 400 м в Присаянье и до 1000 м в пределах амфитеатра.

Благодаря своей сравнительно постоянной литологической характеристике, карбонатная толща всегда являлась маркирующей для всех стратиграфических схем, а после находки в ней фауны стала и единственным репером для определения возраста всего комплекса толщ, относимых к кембрию. Долгое время возраст этой толщи считался среднекембрийским на основании находок трилобитов, но в последнее время, после дополнительных сборов фауны и ее изучения, Е. В. Лермонтова (1951), Н. В. Покровская (1954), Н. Е. Чернышева пришли к выводу о нижнекембрийском возрасте карбонатного кембрия юга Сибирской платформы и отнесли ее к ленскому ярусу (Покровская, 1954).

Подразделение карбонатной толщи на отдельные горизонты, вследствие ее однообразия и повторяемости характерных признаков по разрезу, весьма затруднительно. Все же работавшие над этим вопросом геологи В. П. Маслов (1940), Е. П. Павловский (1950), А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1945) разделили ее на основе литологических признаков на ряд свит и горизонтов.

На всей площади развития карбонатной толщи выдерживается ее трехчленное деление.

Нижняя часть, включающая в себя введенскую свиту Присаянья и манзурскую свиту Прибайкалья, характеризуется в Присаянье и Прибайкалье относительно значительной примесью терригенного материала, наличием среди разнообразных доломитов и доломитовых известняков сравнительно мощных прослоев известняка, широким развитием карбонатных и кремнево-карбонатных брекчий, значительным распространением пластовых строматолитов и проблематических органических остатков.

В центральной области амфитеатра для этой части толщи типично частое переслаивание известняков и доломитов. В верхней ее части были найдены трилобиты Bulaiaspis, заставляющие относить содержащие их слои к толбочанскому горизонту ленского яруса Cm_1 (Покровская, 1954).

Средняя, маломощная часть карбонатной толщи (так называемая булайская свита) сложена однородными серыми доломитами со следами аннелид по плоскостям напластования. В Присаянье булайская свита сохранилась местами (Б. Белая), а в Прибайкалье она выражена нечетко.

Верхняя часть толщи, объединяемая в ангарскую свиту, на общем фоне доломитов и доломитовых известняков характеризуется появлением отдельных прослоев известняков, частым переслаиванием всех типов пород, значительным их окремнением; нередко — битуминозностью доломитов и сланцев. Характерны загипсованность верхов свиты и появление в ней редких (2—3) маломощных прослоев грубозернистых песчаников. Выделяющиеся литологически пачки пород в ангарской свите имеют сравнительно выдержанный характер и хорошо прослеживаются от Ангары до Прибайкалья. По всему району в определенных пачках этой свиты развиты своеобразные строматолитовые постройки, отличные от встречаемых в нижнем горизонте.

Ангарская свита развита в Приангарье и Прибайкалье, но полностью отсутствует в Присаянье (в районе рр. Олхи, Иркут, Белая). Мощность ее около 400 м.

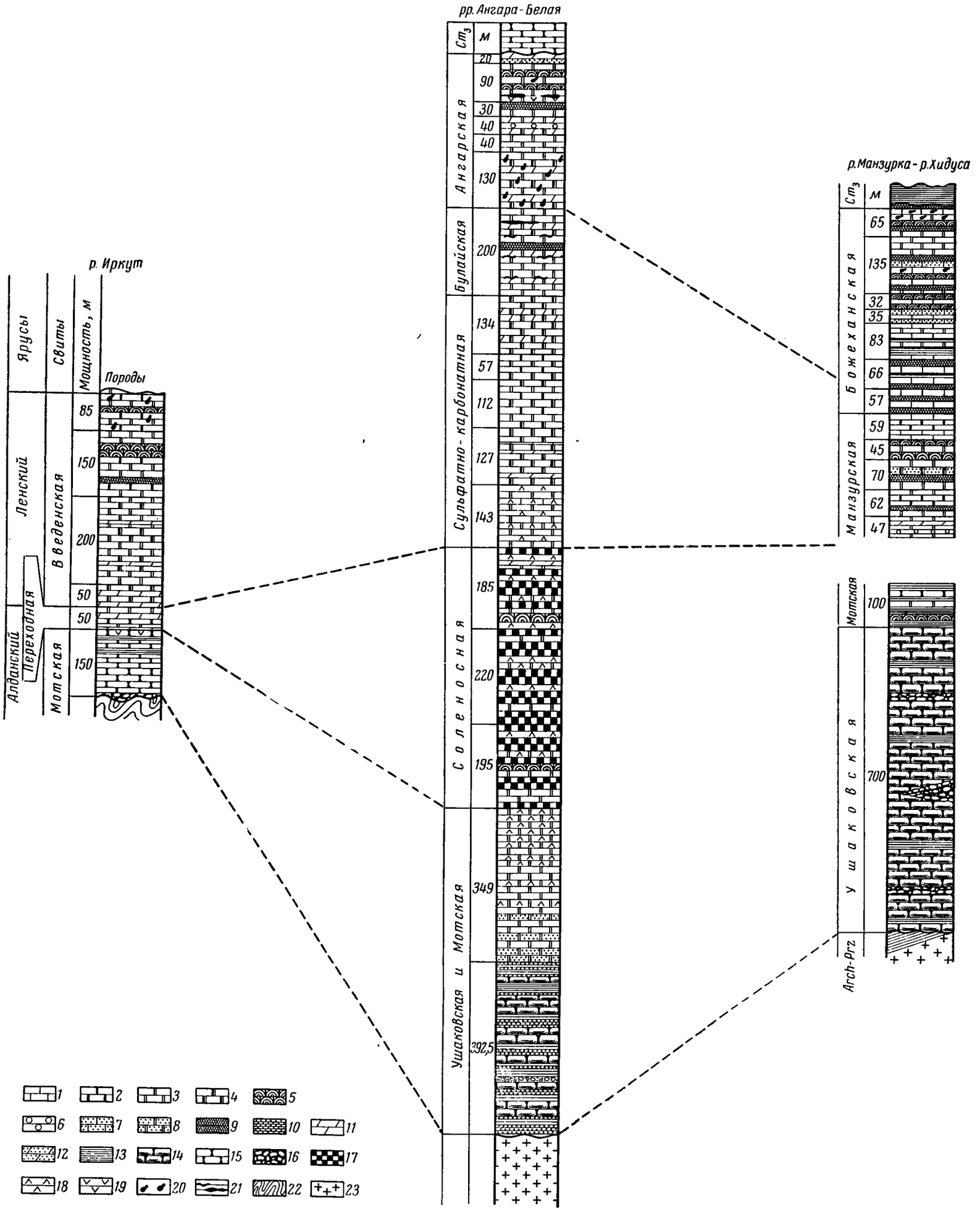


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов кембрия Иркутского амфитеатра.

1 — карбонатные породы; *2* — известняки; *3* — доломиты; *4* — доломитизированные известняки; *5* — водорослевые породы; *6* — оолитовые породы; *7* — песчановидные карбонатные породы; *8* — песчановидные доломиты; *9* — карбонатная брекчия; *10* — афанитовые карбонатные породы; *11* — мергели; *12* — песчановидные мергели; *13* — аргилиты; *14* — песчаник крупнозернистый; *15* — песчаник мелкозернистый; *16* — конгломерат; *17* — соль; *18* — ангидрит; *19* — гипс; *20* — кремневые желвaки; *21* — кремневые прослои; *22* — метаморфические породы; *23* — изверженные породы.

Буретский и битуминозный горизонты этой свиты содержат трилобиты группы *Pseudoeteraspis* и, по схеме Н. В. Покровской (1954), также относятся к ленскому ярусу нижнего кембрия. Выше этого горизонта согласно залегает 120-метровая пачка, не охарактеризованная фауной, но имеющая очень близкую литологическую характеристику и условно относимая также к нижнему кебрию.

Карбонатная толща в южной части перекрывается или красноцветной толщей верхнего кембрия, или юрой. Только на самом севере амфитеатра имеются маломощные, фаунистически охарактеризованные отложения, относящиеся, очевидно, к среднему кембрию, к которому в районе Илима—Усть-Кута причисляют самую верхнюю (90 м) часть карбонатной толщи.

Сопоставляя имеющиеся геологические данные, можно предположить, что карбонатная толща имеет различную мощность и различный стратиграфический объем в разных местах, в основном — благодаря различной глубине эрозионного среза. На севере она подвергалась эрозии во время среднего кембрия, до отложения красноцветной толщи, а на юге, кроме того, во время огромного предъюрского континентального перерыва.

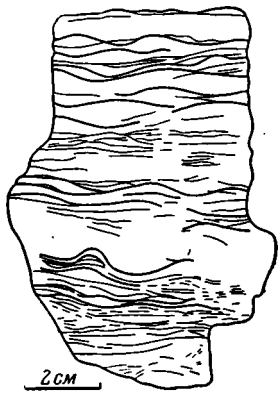


Рис. 3. Характер слоистости в карбонатной толще. Волнистая и невыдержанная микрослоистость. Ангарская свита, Концегай. Обр. 1033.

Несмотря на отличия отдельных пачек друг от друга, для всей карбонатной толщи в целом характерны: 1) резкое преобладание хемогенных, криптогенных и перекристаллизованных карбонатных пород над всеми остальными их типами — биоморфными, органогенно-обломочными и обломочными; 2) сравнительно небольшие изменения характера пород; 3) преобладающая светлая окраска их при нередких отдельных черных, пахнущих керосином прослоях; 4) бедность органическими остатками, значительное развитие своеобразных карбонатных брекчий при полном отсутствии карбонатных конгломератов, специфическая микрослоистость, чрезвычайно изменчивый химический состав при общем высоком содержании MgO, бедность терригенной примесью и, наоборот, значительное окремнение всей толщи.

Вся толща, как правило, четко слоистая, массивные породы почти не встречаются. Преобладает тонкая и средняя слоистость. В пределах пластов, ограниченных плоскопараллельными поверхностями разделов, нередко наблюдается микрослоистость, как плоскопараллельная, так и косая, перистая, линзообразная, невыдержанная (табл. I, II), (рис. 3). Резко преобладает тонкая и микрослоистая плоскопараллельная слоистость, иногда несколько невыдержанная, с отдельными выклинивающимися и наклонными слоями. Нередка волнистая микрослоистость неясного происхождения, местами переходящая в своеобразную строматолитовую слоистость. Возможно, что в ее образовании принимали участие зачаточные строматолитовые постройки. Микрокосая слоистость встречается редко и, в основном, в Присаянье (рис. 4). Неправильная микрослоистость нередко приводит к образованию скульптурных поверхностей выветривания. Иногда в толще встречаются волноприбойные знаки.

Породы очень часто плитчатые, толщина плиток нередко зависит от степени их выветрелости. Наиболее обычной является тонкая плитчатость (2—10 см). Плоскости разделов пластов часто покрыты глинистыми промазками.

Довольно часто в карбонатной толще встречаются стилолитовые швы, имеющие разные замеры и развитие в различных частях разреза. Особенно

их много в введенской свите Присаянья, где зубцы их достигают нескольких сантиметров, а также в ангарской свите. В этих свитах стилолитовые швы, как правило, выполнены черным глинистым веществом. Похожие по составу черные глинисто-углистые налеты нередко наблюдаются в отдельных свитах (булайской, низы ангарской) как по плоскостям напластования, так и в виде очень частых миллиметровых по мощности промазок, расчленяющих слои на тонкие невыдержанные плитки.

Эти глинисто-органические промазки издают сильный битуминозный запах и содержат 3—5% органического вещества. В карбонатных породах наибольший процент битумов достигает в черных пахучих разностях — до 0,05%.

Карбонатная толща очень богата кремнями. Характер ее окремнения довольно подробно освещен В. П. Масловым (1940), который пришел к выводу, что наряду с сингенетическим окремнением здесь нередко наблюдается и эпигенетическое окремнение и современное перемещение кремнезема внутри толщи. Нередко встречается и аутигенный кварц в виде хорошо ограненных призм. Наиболее типичным для карбонатной толщи является послойное или желваковое окремнение. В первом случае кремни образуют тонкие, в 2—5 см, вытянутые светлоокрашенные прослои, располагающиеся через 0,1—1 м, обычно четко ограниченные и прослеживающиеся на значительное расстояние до десятков метров. Желваки кремня небольших размеров (5—10 см), часто — округлой формы, различных цветов, а в строматолитовых породах — неправильные, охватывающие отдельные части водорослевых построек. В введенской свите развита кремнево-карбонатная брекчия, состоящая из остроугольных обломков кремня, сцементированных карбонатным материалом.

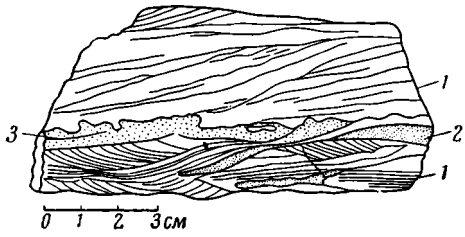


Рис. 4. Косая микрослоистость в доломитах. Введенская свита, р. Белая, д. Инга.

1 — очень тонкозернистые косослоистые доломиты; *2* — песчановидные доломиты; *3* — среднезернистый доломит.

Породы карбонатной толщи в основном очень плотные, лишенные каверн и пор. Все же в отдельных прослоях наблюдается своеобразная черточная пористость за счет выщелачивания кристаллов гипса. На выветрелой поверхности этих прослоев часты тонкие прямые щелочки длиной 2—5 мм и шириной до 0,5 мм (табл. III, фиг. 6). У с. Бельск эти щели достигают 2 см длины (табл. III, фиг. 7). Внутри породы они обычно выполнены кальцитом. Приурочены щелочки к тонкозернистым и очень мелкозернистым доломитам, образуя выдержанные тонкие горизонты черточных пор в пределах слоя. Расположены щелочки беспорядочно, густо, нередко перекрещиваются или сходятся под углом.

Возможно также, что с какой-нибудь первоначальной засоленностью породы связаны своеобразные прямоугольные каверны размером 1—2 мм, прослеживаемые прослоями в слое афанитовых серых доломитов (рис. 5).

Реже наблюдалась точечная пористость, которая при большом количестве мелких пор создает впечатление ложной песчановидности породы. Встречаются эти мелкопористые разности отдельными участками. На выветрелой поверхности пористость не заметна. Иногда поры заполнены кальцитом (табл. III, фиг. 8).

Крупнокавернозные доломиты наблюдались в ряде обнажений рр. Ангары и Белой. В сером и желтоватом доломите видны более светлые

округлые пятна, легко выкрашивающиеся и образующие округлые каверны размером 1—2 см в диаметре (табл. III, фиг. 9).

В породах соленосной толщи довольно часто наблюдается кавернозность, с размером каверн в 2—3 мм; эти пустоты, как правило, заполнены гипсом или ангидритом. Приурочена кавернозность к темным крупнокристаллическим породам (табл. III, фиг. 10).

Карбонатные породы в сравнительно редких случаях имеют поры, заполненные кальцитом, а в нижних частях разреза — гипсом и солью. Исследования М. А. Цветковой показывают, что полная пористость карбонатных пород незначительная — обычно 6—12%.

Теперь кратко остановимся на вопросе сохранности карбонатной толщи. Наиболее сильному воздействию внешних факторов подверглись отложения ангарской толщи, слагающие ангаро-бельское пятно выходов кембрия. Они размывались в длительный предъюрский континентальный период и эродируются ныне. Через них по трещинам поднимаются воды

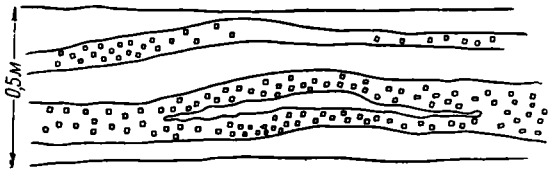


Рис. 5. Пласт доломита с правильными кубическими кавернами. Ангарская свита, р. Ангара, Обн. 344, слой 3.

соленосной толщи, обогащенные Cl, SO_4, Na. В толще интенсивно развит карст. Макроскопически видимые вторичные изменения ее выражаются в кальцитизации пустот и трещин, в образовании пятнами песчановидных доломитов и доломитовой муки. На поверхностях выветривания нередко наблюдается бóльшая известковистость, чем в свежих участках породы (р. Ангара). Только в единичных случаях отмечается заполнение пустот доломитом.

Частые и как будто незакономерные колебания химического состава пород приводили некоторых авторов (например, Я. Я. Яржемского, 1936) к выводу о широком развитии в толще карбонатных пород вторичной доломитизации и дедоломитизации (кальцитизации) и о невозможности на основании химических анализов делать какие-нибудь генетические или стратиграфические выводы. Наши наблюдения показывают, что химическая характеристика пласта (а не отдельного куска породы) — величина сравнительно постоянная и сравнительно мало зависящая от вторичных процессов, а следовательно, может быть использована для выяснения генезиса определенного типа пород.

Среди карбонатных пород резко преобладают доломиты и известковые доломиты. Гораздо реже встречаются богатые доломитом известняки (20—50% доломита) и малодоломитовые известняки (5—10% доломита). Чистые известняки, без примеси доломита, хотя бы и незначительной, не найдены, в то время как чистые доломиты встречаются сплошь и рядом (рис. 6).

Наблюдается все же определенная стратиграфическая приуроченность наиболее мощных прослоев сравнительно чистых известняков к введенской свите, как в Присаянье, так и в Прибайкалье. В более высоких горизонтах (булайской и ангарской свитах) отдельные анализы также дают цифры, характерные для известняков, но они соответствуют или маломощным прослоям или случайным участкам пластов, имеющих пестрый химический

состав. Большое непостоянство состава толщи по анализам отдельных образцов является в значительной части следствием пятнистой структуры пород и неравномерного распространения доломита и кальцита в них.

Содержание нерастворимого остатка в карбонатных породах колеблется от следов до 15—20%, в среднем составляет 8—9%, местами резко повышаясь в окремнелых участках. Приводимые нами 8—9%, как средняя цифра, являются, возможно, несколько завышенными по той же причине.

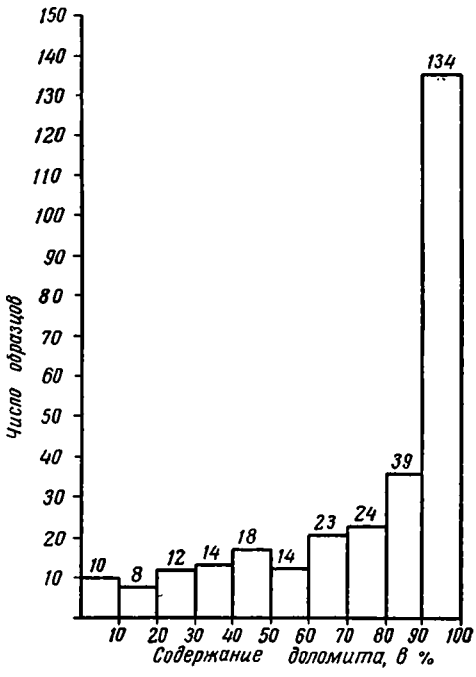


Рис. 6. Диаграмма химического состава пород ленского яруса, центральная часть амфитеатра.

Я. Я. Яржемский (1934, 1936, 1948) указывает в карбонатных породах следующие аутигенные минералы: кварц, халцедон, целестин, барит, магнетит, пирит, флюорит, ангидрит, гипс; из терригенных минералов: кварц и редко полевые шпаты (часто разрушенные); биотит, мусковит, рудные минералы, роговая обманка, гранат, циркон, турмалин, рутил, титанит, эпидот, ставролит и единичные зерна силлиманита, везувиана и дистена.

II. ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Материал, метод работы и классификация пород

В основу настоящей статьи положены полевые наблюдения, травление и окраска пришлифовок (около 50 шт.), описание шлифов (более 1000), их окраска для определения доломита и кальцита (около 200 шт.). Химические анализы произведены в небольшом количестве (около 300 шт.) по упрощенно-скоростному методу.

Основным материалом явились у нас образцы по введенской свите Присаянья и по ангарской свите Ангаро-Бельского пятна кембрия. Меньшее количество материала имелось по соленосной толще и совсем незначительное — по булайской свите.

В основном нами принята структурно-генетическая классификация карбонатных пород Г. И. Теодоровича. Так как структуры доломитов и известняков в значительной степени совпадают, то все карбонатные породы, слагающие кембрийские отложения Иркутской области, могут быть разбиты на следующие типы:

А. Биоморфный: 1) коллениевые доломиты и 2) породы из проблематических органических остатков.

Б. Органогенно-обломочный: трилобитовые обломочные известняки.

В. Хемогенный, биохемогенный и неопределенного генезиса.

$В^1$. Микрозернистый: 1) пелитоморфные, с размером зерен менее 0,005 мм; 2) микрозернистые, с размером зерен 0,005—0,01 мм; 3) тонкозернистые, с размером зерен 0,01—0,02 мм.

$В^2$. Яснозернистый: 4) очень мелкозернистые, с размером зерен 0,02—0,1 мм. Так как эта группа имеет очень широкое распространение, мы разделили ее на две подгруппы — а) очень мелкозернистую, с размером

зерен 0,02—0,05 мм и б) очень мелкозернистую, с размером зерен 0,05—0,1 мм. Ввиду одноразмерности зерен в пределах подгрупп текстура пород обычно более или менее однородная, зато резко выделяются различные по форме зерна: грубо-прямоугольные, ромбические, неправильно-многоугольные, округлые, лапчатые; 5) мелкозернистые, с размером зерен 0,1—0,25 мм; 6) среднезернистые, с размером зерен 0,25—1 мм; 7) крупнозернистые, с размером зерен более 1 мм.

Г. Тип разнозернистых карбонатных пород: с пятнистой, сгустковой и с инкрустационной текстурами, а также оолитовые породы.

Д. Тип обломочных карбонатных пород: 1) известняковые пески, 2) карбонатные брекчии.

Смешанные карбонатно-глинистые и карбонатно-псаммитовые породы имеют сравнительно незначительное распространение.

Описание пород

А. Биоморфные породы

Среди биоморфных выделяются породы коллениевые и породы, сложенные неопределимыми органическими остатками.

1. Коллениевые доломиты легко определяются по внешнему виду, благодаря тому, что они сложены различными видами *Collenia* (табл. IV, фиг. 11, 13). Эти доломиты очень мелкозернистые, микрослоистые, плотные, лишенные пористости, как правило — светлые, хотя встречаются и очень темные, почти черные. Они образуют слои мощностью 1—2 м или отдельные желваки среди других пород и сложены неправильно-многоугольными зернами доломита. Микрослоистость обусловлена чередованием слойков $\approx 0{,}5$ мм с разной величиной зерен, а также чуть заметными примесями глинистого материала, окислов железа и битумов по плоскостям наслоения. В шлифах микрослоистость видна хуже, чем на пришлифовках. Обычно коллениевые доломиты очень чистые, лишенные примеси терригенного материала — нерастворимого остатка в них 1—2%, в отдельных анализах — до 15%, что, очевидно, объясняется окремнением этих пород, отмечающимся почти повсеместно в строматолитовых разностях.

2. Породы, слагаемые неопределимыми органическими остатками, занимают условное положение в классификационной схеме, так как органическая природа встречающихся в них образований намечена предположительно и не может быть доказана. Кроме того, роль этих «проблематик» в образовании породы также различная: в некоторых случаях они слагают почти всю породу, в других сопровождаются значительным количеством цемента.

Большинство встреченных органических остатков скорее всего может быть отнесено к водорослям. Образуемые ими породы имеют очень незначительное распространение — около 2—3%. В отличие от строматолитовых пород, их труднее определить по внешнему виду, хотя они и более четко обнаруживаются в шлифах. Многие из них имеют мелкопятнистый или «органогенно-обломочный» вид, т. е. состоят не из блестящих кристаллических зерен, как большинство пород (включая и строматолитовые), а из мелких зернышек скрытокристаллического строения. Они образуют резко отличные по текстуре разнозернистые доломитовые известняки (табл. IV, фиг. 12). Для большинства из них (тип *Nubecularites*, тип *Katangasia*) характерна пятнистая текстура, когда участки тонкозернистых карбонатов сцементированы более крупнозернистым кальцитом (или доломитом). Характерным для них являются наличие обычно темных

каемок вокруг сгустков, сложная структура самих сгустков и специфические очертания комочков, хотя и очень разные, но особенные для каждого вида.

Б. Органогенно-обломочные породы

К этой группе относятся трилобитовые обломочные известняки. Они сложены мелко перебитыми обломками панцырей трилобитов, сцементированными часто мелкозернистым, плотным однородным доломитовым известняком, значительно реже — светлым, почти белым крупнозернистым вторичным доломитом. Трилобитовые породы встречаются весьма редко.

В. Породы хемогенные, биохемогенные и неопределенного генезиса

Пелитоморфные карбонатные породы чрезвычайно редки и пока не изучены.

Микрозернистые карбонатные породы тоже редки, составляя около 2% всех просмотренных пород. По внешнему виду это обычно плотные, афанитовые породы, светложелтые до черного, очень часто полосчатые (вследствие тонкого чередования разно окрашенных полос). Иногда отмечается глинистость породы или присутствие в ней черных глинисто-углистых прослоев.

В шлифах породы обычно представляют собой плотную, однородную массу из зерен неправильной, округлой или несколько удлиненной формы (обычно одного какого-нибудь типа), в которых наблюдается незначительная примесь глинистых частиц, а иногда даже мелких неокатанных зерен кварца неправильной формы размером 0,03 мм. Характерна тонкая слоистость при толщине слойков 0,5—1,0 мм. Слойки не всегда выдержанные, иногда прерывистые, но, как правило, плоскопараллельные.

Иногда породы мелкопористы, несколько перекристаллизованы, разнозернисты и сходны с породами пятнистого типа, у которого исходная структура сохраняется пятнами размером 0,05—0,25 мм; вокруг пятен в таких случаях располагаются каемки более крупнозернистого прозрачного карбоната с разбросанными ромбоэдрами доломита.

Среди микрозернистых пород бывают как доломитовые известняки, так и (особенно в низах толщи) чистые доломиты. По общепринятому мнению эти породы являются хемогенными образованиями.

Тонкозернистые афанитовые карбонатные породы весьма широко распространены, составляя около 20% всех пород.

Микроструктура их однородная, тонкозернистая. Она образована массой из грубо-прямоугольных, многоугольных и удлиненных зерен с острыми или слегка округлепными углами, с разбросанными по всей породе ромбами такой же величины, как основные зерна, или же несколько более крупными.

Эти породы нередко очень мелкопористые, с черточными порами (табл. IV, фиг. 14); часто они бывают загипсованы, а в соленосной толще — с примесью ангидрита. В окраинных частях амфитеатра, среди тонкозернистых пород введенской свиты, преобладают известняки, а в центре его, в скважинах в соленосной свите Осы, Бохан, Жигалова, Бельской и Разводной, — доломиты. Нередки и переходные разности.

Часто встречается разновидность пород с различной примесью глинистого и алевритового материала. Глинистый материал наблюдается как мелкораспыленный по всей породе, так и сконцентрированный в прослои и удлиненные линзы с неровными краями. Алевритовая фракция обычно представлена кварцевыми зернами размером 0,02—0,05 мм,

с отдельными, более крупными зернами округлой формы, размером до 0,3 мм. Реже встречаются пластинки слюды и пирит.

Часто порода приобретает пятнистый характер не только за счет неравномерного распределения глинистой примеси, но и за счет группового расположения несколько более крупных и более мелких (но в пределах 0,01—0,02 мм) зерен карбонатов. При этом очень часто более мелкие разности зерен оказываются кальцитом, а более крупные — доломитом. Местами вокруг этих комочков развиваются инкрустационные корки. Реже в породе встречаются отдельные сферолиты.

Форма зерен тонкозернистых карбонатов с терригенной примесью также разнообразная — неправильно-округлая, угловатая, грубо-прямоугольная; иногда встречаются зерна размером до 0,1 мм грубо-прямоугольной или ромбической формы. Ромбоэдры очень часто недоразвиты с одного конца или включены в более крупные зерна (рис. 10, г, б). Бóльшая часть крупных зерен имеет ромбоэдрическую форму.

Очень мелкозернистые карбонатные породы, с размером зерен от 0,02 до 0,1 мм, являются самыми распространенными карбонатными породами кембрия юга Сибирской платформы (40—45%). В них мы выделяем две подгруппы: «а»— с зернами 0,02—0,05, и «б» — с зернами 0,05—0,1 мм.

Внешний облик этих пород весьма разнообразный — они бывают темные афанитовые, светлые песчановидные, мелкозернистые, темные пятнистые, перекристаллизованные и мелкокристаллические.

Породы подгруппы «а» сложены из неправильно-округлых, грубо-прямоугольных, остроугольных, удлиненных или ромбоэдрических зерен доломита, реже — кальцита. Как правило, порода состоит из одного какого-нибудь типа зерен с незначительной примесью других. Во всех разностях наблюдаются ромбоэдрические зерна, часто с недоразвитыми или корродированными концами. Зерна лапчатые или с врастающими одно в другое углами встречаются редко. Во всех разностях, особенно в породах из неправильно-округлых зерен, в точках их соприкосновения часто располагаются более мелкие зернышки (около 0,01—0,005 мм) округлой формы. Небольшие туманообразные сгустки тонко- или микрозернистого карбоната придают породе пятнистый тип. Текстура породы часто полосчатая, обусловленная распределением зерен разной величины. Часто встречаются аутигенный кварц и окремнение, реже наблюдается небольшая примесь терригенного кварца. Глинистые частицы иногда концентрируются очень тоненькими черточными прослоями или обволакивают карбонатные зерна очень тоненькими оболочками. Стилолитовые швы, вообще частые в введенской и ангарской свитах, как правило, приурочены к этой подгруппе пород.

Породы эти обычно плотные, однородные, слегка кавернозные. Среди них очень часты известняки, более или менее доломитовые, но преобладают — доломиты (табл. V, фиг. 15).

Выделяются своим своеобразием очень мелкозернистые карбонатные породы, состоящие сплошь из удлиненных, сильно зазубренных зерен. Длина зерен до 0,1 мм, ширина — 0,02 мм (табл. V, фиг. 16). Зерна имеют грубую ориентировку, располагаясь перекрещивающимися полосами. Внешний вид зерен чрезвычайно характерный и несколько напоминает сильно уменьшенные, лучисто-шестоватые сростки доломитов.

Наблюдающийся иногда переход ромбоэдрической формы зерен в удлиненно-зазубренную, а также их полосовое расположение наводят на мысль о происхождении этих зерен в результате перекристаллизации, сопровождавшейся растворением. Нередкое нахождение карбонатных зерен рассматриваемого типа совместно с обломочным материалом скорее говорит об обломочном их происхождении.

Породы с величиной зерна 0,05—0,1 м (подгруппа «б»). Эта подгруппа распространена гораздо меньше подгруппы «а», но все же составляет около 6—8% толщи. Она сложена карбонатными зернами более или менее однообразной величины с небольшой примесью более мелких, но не более крупных зерен, прозрачных, плотно прилегающих друг к другу. Форма зерен в различных шлифах различная — многоугольная, грубо-прямоугольная, реже — ромбическая или удлиненная. Иногда они, будучи погружены в кальцитовую основную массу, несут явные следы разрушения.

Среди пород этой подгруппы нередки известняки, но преобладают доломитизированные известняки; реже встречаются чистые доломиты.

Мелко- и среднезернистые карбонатные породы были встречены в единичных случаях. Макроскопически они имеют явно кристаллическое строение, плотные, массивные, однородные, с переменным химическим составом. Крупнозернистые породы встречены очень редко (табл. V. фиг. 17).

Г. Разнозернистые карбонатные породы

Разнозернистые карбонатные породы распространены довольно широко, обычно представляя собой смесь близких по величине зерен, например, тонкозернистых и очень мелкозернистых, смесь зерен одной фракции, но разной формы. В некоторых случаях разнозернистые породы глинисты и близки к обломочным карбонатным породам.

Внешне разнозернистые породы весьма разнообразны; для большинства из них характерны явно зернистое, иногда песчановидное строение, часто пятнистая окраска, тонкая полосчатость и пористость. В некоторых случаях они слагают караваеобразные тела, являющиеся, очевидно, очень плохо сохранившимися строматолитами, чаще же образуют слои мощностью до 1—2 м. В некоторых разрезах (Копцегай, Олха) они очень часты, в других — встречаются изредка и обычно сгруппированы в отдельные пачки.

Большинство разнозернистых пород имеет резко выраженную пятнистую текстуру (табл. V, фиг. 18). Участки более мелкозернистые (обычно тонкозернистые), различной формы и размеров, нередко образуют комочки и сцементированы относительно более крупнозернистым карбонатом. Как правило, более тонкозернистые участки оказываются известняками, а цемент может быть и известняком и доломитом. Часто, кроме того, в породе наблюдается различное количество ромбоэдрических зерен, большинство которых находится в цементе, но отдельные зерна такой же величины встречаются и в комочках.

В случае преобладания комочков над цементом все комочки одной округло-овальной формы и более или менее одного размера (0,1—0,5 мм). Внутреннее строение комочков, как правило, однородное, плотное, но иногда слабо пятнистое за счет вкрапленных в них отдельных, более крупных зерен. Границы комочков очень резкие, однако нередко наблюдались размытые края и постепенный переход от цемента к комочкам. Иногда вокруг комочков развиваются инкрустационные каемки, при значительном развитии которых образуется следующий тип карбонатных пород — пятнисто-инкрустационный.

Пятнистые разнозернистые породы, как правило, представляют собой доломитовые известняки, в некоторых случаях — известняки, или еще реже — доломиты с отдельными кальцитовыми зернами.

Разнозернистые породы с пятнистой текстурой и инкрустационными корками имеют много общего с предыдущим типом, но отличаются от него широким развитием инкрустационных корок. Центрами инкрустации являются: 1) неправильно-округлые или удлиненные комочки в 0,2—

1,5 мм, сложенные очень мелкозернистым карбонатом; 2) округлые микрозернистые комочки в 0,05 мм, превращенные в центры сферолитов; 3) органические остатки — панцыри трилобитов, проблематические остатки фораминифер, синезеленые водоросли; 4) полости среди очень мелкозернистого или пятнистого карбоната.

Ширина инкрустационных каемок колеблется от 0,1 до 0,75 мм, чаще всего составляя 0,1—0,2 мм. Сложены они неправильно-удлиненными зернами. Внешний край обычно резко зазубренный. Цементируются инкрустационные образования обычно очень мелкозернистым карбонатом из резко очерченных прямоугольных или многоугольных зерен, между которыми и в которых рассеяны отдельные ромбики.

Инкрустационные корки и цемент слагаются доломитом, а основные комочки — кальцитом. В некоторых случаях наблюдались включения мелких кальцитовых зерен в более крупные кристаллы доломита как цемента, так и инкрустационных корок.

Оолитовые известняки и доломиты очень редки. Они состоят из оолитин размером до 1 мм, сцементированных очень мелкозернистыми (0,02—0,05 мм), неправильно-многоугольными зернами прозрачного карбоната. Форма оолитин варьирует от правильной круглой до овальной. Иногда оолитины сложные, с двумя или несколькими центрами, дающими несколько мелких оолитин, окруженных затем общей оболочкой.

Оолитовые породы слагают отдельные, довольно выдержанные прослои небольшой мощности — до 0,5 м, встречаются в различных горизонтах, а иногда содержат примесь терригенного материала.

Д. Обломочные карбонатные породы

Обломочные карбонатные породы имеют сравнительно широкое распространение в виде карбонатных брекчий, весьма разнообразных и неоднократно описывавшихся в литературе. Так как нами не производились специальные наблюдения над брекчиями, то отметим только, что наряду с большим их количеством конгломераты в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра почти не встречаются. Брекчии разделяются на два типа: 1) карбонатные и 2) кремнево-карбонатные. У карбонатных брекчий часто обломки сложены более доломитизированными породами, чем цемент. Форма обломков, как правило, прямоугольная, размеры очень различные. Весьма подробно они были описаны В. П. Масловым, который выделил среди них разновидности сингенетические, карстовые, подводного оползания и др.

Кроме того, к этому же типу относится известняковый песок, отмеченный в единичных случаях в шлифах и слагающий, очевидно, очень незначительные по площади участки. Форма карбонатных песчинок округлая, размер 0,04—0,08 мм, границы очень резкие, сцементированы они очень небольшим количеством глинистого материала.

Кроме того, встречаются мергели, карбонатные глины и карбонатные песчаники, составляющие также несколько процентов от всех пород разбираемой толщи.

III. О ФОРМАХ ЗЕРЕН И СТЕПЕНИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

В карбонатных породах выделяются зерна следующих типов: ромбоэдрические, грубо-прямоугольные, удлиненно-зазубренные и весьма редко встречающиеся веретенообразные. Ромбоэдрические зерна распространены в самых разнообразных породах, нередко образуя основную их

часть. Они весьма редки в хемогенных чистых доломитах с очень мелкими зернами.

В смешанных карбонатных илах, в илах, обогащенных органическим веществом или с некоторой терригенной примесью, процессы кристаллизации и затвердевания могли идти медленнее, и чаще создавались условия для роста правильных кристаллов. Так, в некоторых случаях наблюдалось, что в чистой известково-доломитовой породе из неправильно-многоугольных зерен, при переходе ее в глинистую разность, многоугольные доломитовые зерна превращаются в ромбоэдрические.

Породы с ромбоэдрическими зернами распространены довольно широко. Максимальным развитием они пользуются в введенской свите Присаянья и в сульфатно-карбонатной свите амфитеатра. Форму хорошо ограненных ромбоэдров обычно имеет доломит; только в единичных случаях наблюдались подобные кальцитовые зерна.

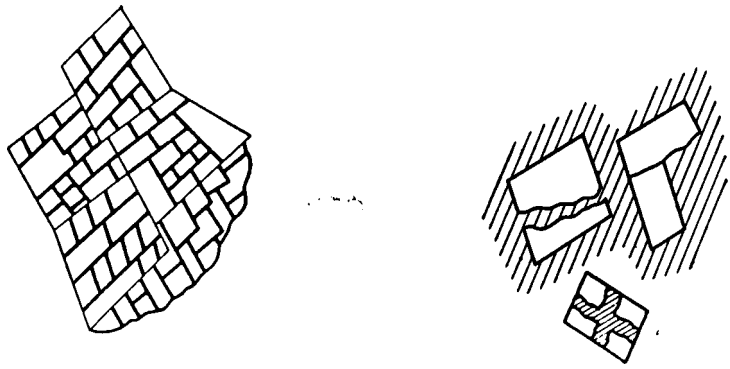


Рис. 7. Образование грубо-прямоугольных зерен за счет растрескивания.

Ромбоэдрическая форма зерен доломита различными исследователями толкуется по-разному: С. Г. Вишняков (1951) и Я. К. Писарчик (1950) считают все доломиты с ромбоэдрическими зернами эпигеническими; Г. И. Теодорович (1950), наоборот, полагает, что идиоморфизм ромбоэдрических зерен доломита и их примерно одинаковая величина характерны для незавершенной доломитизации известковых отложений.

Весьма часто, особенно в Присаянье, наблюдается своеобразная порода, состоящая из сравнительно крупных (0,05—0,10 мм) ромбоэдров, растресканных, разбитых трещинами, иногда со смещением кусочков одного к другому. Трещины бросаются в глаза больше, чем плоскости, ограничивающие зерна, поэтому порода кажется состоящей из грубо-прямоугольных, вернее, параллелепипедальных зерен (рис. 7). Первоначальное ромбоэдрическое строение, в основном, выявляется в скрещенных николях и иногда при окраске шлифов, так как в некоторых случаях одни ромбы имеют доломитовый, а другие кальцитовый состав. Этот тип зерен преобладает у доломитов и реже встречается у известняков.

Широкое развитие микротрещиноватых пород в зонах, подвергшихся складчатости (в Присаянье), делает вероятным предположение о том, что в образовании их структуры некоторую роль играл динамометаморфизм. Изредка подобные породы встречаются и во всех остальных районах.

Удлиненно-зазубренные карбонатные зерна имеют несколько неправильную форму, с неровными краями, как бы изъеденными, обломанными (рис. 8, 9). К ним прилегают зерна самой разной величины и формы.

Подобные зерна встречаются в чисто карбонатных и в глинисто-карбонатных породах. В последних удлиненные зерна имеют более мелкозазубренные края и располагаются вытянутыми прослоями, что скорее всего говорит за обломочное происхождение этих зерен. Весьма возможно, что и чисто-карбонатные породы из удлиненных зерен являются, в основном, обломочными. Подтверждается это предположение тем, что удлиненные зерна никогда не встречаются внутри структур предположительно органогенного происхождения, хотя иногда и бывают в цементе между проблематиками.

Совершенно особенные зерна наблюдались в образце глинисто-карбонатной породы из самых верхов карбонатной свиты района Жигалова (табл. VI, фиг. 19). Здесь в глинисто-хлоритовой массе разбросаны грубо-веретенообразные зерна, дающие в поперечном сечении более или менее правильный шестиугольник величиной от 0,04 до 0,3 мм. В продольном сечении зерна в различной степени удлиненные, веретенообразной формы, длиной до 0,4—0,6 м. Шестигранники иногда сглажены, зерна растресканные. Резко преобладают мелкие сечения. В крупных сечениях хорошо видно концентриче-

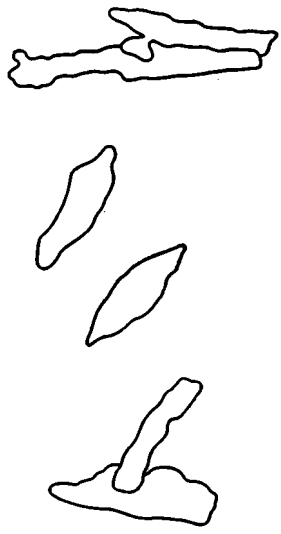


Рис. 8. Удлиненно-зазубренные зерна.

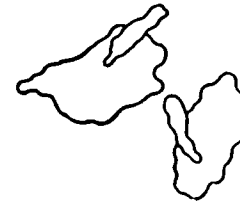


Рис. 9. Включение удлиненно-зазубренных зерен в более крупные карбонатные зерна.

ское строение зерен. Выделяются 2—3 оболочки шириной 0,04 мм, отделяющиеся друг от друга тонкими темными комочками. Каждое зерно представляет собой оптически один кристалл. Зерна грубо ориентированы, так как в шлифе резко преобладают поперечные сечения. Крупные сечения встречаются вблизи трещин группами, в участках, сравнительно более богатых цементом. Сцементировано все темнозелеными, почти черными хлоритовыми глинами, местами ожелезненными.

В шлифах нередко можно наблюдать следы многофазности кристаллизации карбонатов — образование ромбоэдрических или неправильных зерен с ядрами в середине, включение мелких кристаллов в более крупные, обрастание зерен каемками, залечивание растворенных или обломанных зерен и т. д. (рис. 10, *а*, *б*, *в*). Одним из наиболее частых случаев является включение мелких ромбоэдрических зерен в более крупные зерна неправильной формы (рис. 10, *б*). Чистота крупных зерен и, наоборот, мутность и несколько выветрелый характер включенных ромбов говорят скорее всего за то, что ромбоэдрические зерна образовались раньше, чем включающие их неправильно-многоугольные кристаллы. В других случаях наблюдается, что ромбоэдрические зерна имеют небольшие размеры и наиболее свежий вид из всех зерен, слагающих породу.

Довольно часто в породах из неправильно-многоугольных зерен встречаются недоразвитые ромбы — один конец ромба упирается или в непра-

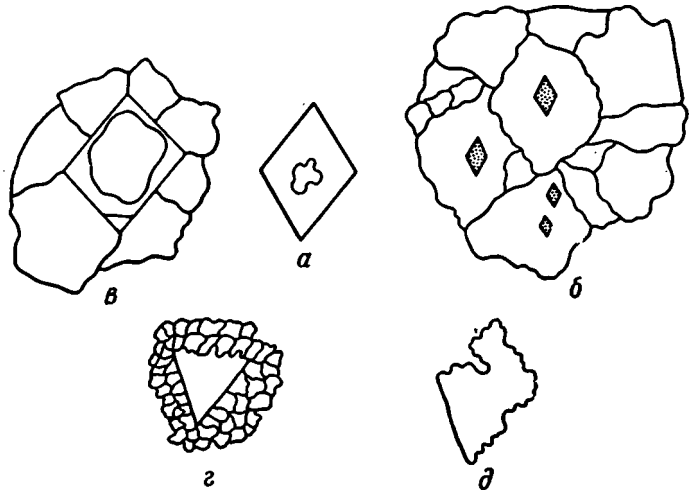


Рис. 10. Характер взаимоотношений различных зерен в карбонатных породах.

а, б, в—образование карбонатных зерен, с ядрами в середине; *в* — неполный ромбоэдр; *д* — явное растворение карбонатных зерен.

вильно-многоугольное зерно, или в группу относительно более мелких зерен (рис. 10, *г*). Иногда наблюдаются зерна доломита с явно корродированными, закругленными углами (рис. 10, *д*).

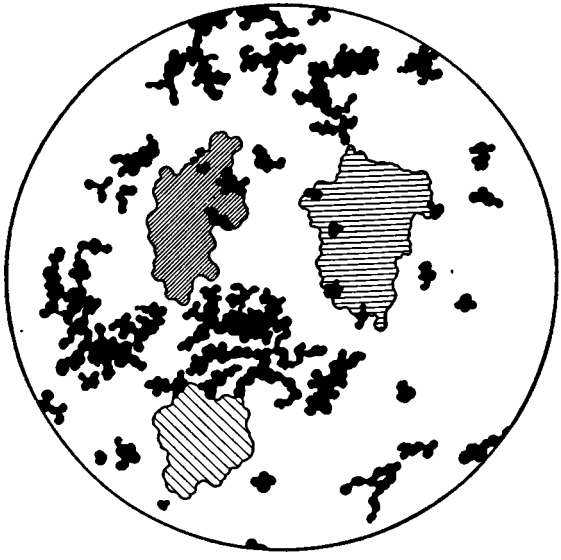


Рис. 11. Перекристаллизованный известняк. Различно заштрихованы оптически одинаково ориентированные группы карбонатных зерен. Манзурская свита, Полосково. Обр. 1050.×30.

Очень часто карбонатные породы кембрия Иркутского амфитеатра называются перекристаллизованными. Действительно, многие из них имеют зернисто-кристаллический вид, слагающие их зерна блестят по плоскостям спайности, породы однообразны, лишены органических остатков. С другой стороны, мелкие размеры слагающих их зерен, отсутствие в них двойников, волнистого погасания, хорошая сохранность микрослоистости и проблематических органических остатков, приуроченность определенных структурно-генетических типов карбонатных пород к одним и тем же фациальным зонам говорят за то, что явления перекристаллизации играли подчиненную роль.

С явлениями перекристаллизации частично связано образование сгустковых и пятнистых текстур (табл. V, фиг. 18). Вслед за другими лито-

логами мы считаем пятна тонкозернистых пород реликтами первичной породы.

Примером сравнительно далеко зашедшей перекристаллизации могут служить породы с группами зерен, обладающих единой оптической ориентировкой (рис. 11). Зерна в них не имеют четких границ и как бы сливаются между собой, хотя и достигают сравнительно больших размеров. Образующиеся неправильные, дендритообразные скопления, очевидно, соответствуют какой-то первичной неоднородно-пятнистой текстуре.

IV. О СООТНОШЕНИИ КАЛЬЦИТА И ДОЛОМИТА И О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

В работах Я. Я. Яржемского (1934, 1936) подчеркивается широкое распространение пятнистости в карбонатной толще, трактующейся обычно как результат вторичных, далеко зашедших процессов доломитизации или кальцитизации.

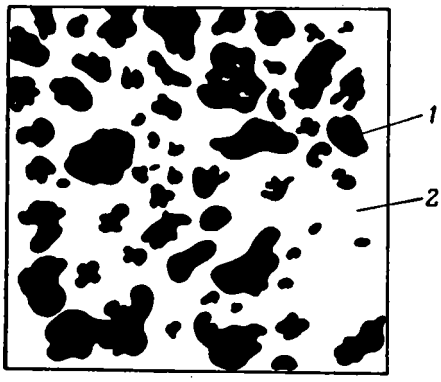


Рис. 12. Характер пятнистости в прослое пятнистых известковых доломитов. Ангарская свита, р. Ангара, с. Макарово. Обн. 345. Уменьш. в 1,5 раза.

1 — известковый доломит; *2* — доломит.

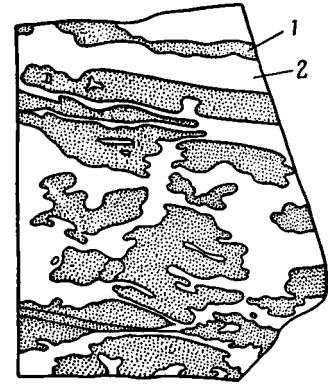


Рис. 13. Характер пятнистости доломитовых известняков. Манзурская свита, с. Полосково. Обр. 1052. Уменьш. в 1,5 раза.

1, 2 — известково-доломитовые породы, различно окрашенные и с различным химическим составом.

Наши полевые наблюдения на рр. Иркут, Олха, Ангара, Белая показывают, что пятнистость в карбонатных породах наблюдается не очень часто и захватывает определенные пласты. Прослои пород с пятнистой текстурой заключены среди очень близких к ним по своей структуре других карбонатных пород, совершенно лишенных пятнистости. Постоянство структурно-текстурных признаков как пятнистых, так и не пятнистых пластов прослеживалось нами на десятки и сотни метров. При этом выясняется, что наиболее типичным случаем для первых является незакономерное пятнисто-узорчатое сочетание темно- и светлокоричневых разностей близких по структуре участков пород, из которых темные — сравнительно мало доломитизированные известняки (табл. V, фиг. 18), а светлые — известковистые доломиты.

В некоторых случаях породы имеют неправильно-пятнистую текстуру (табл. VI, фиг. 20), в других явно намечается слоистость (табл. I, фиг. 2). Переход от одной разности к другой постепенный, граница мелкозазубренная, расплывчатая. Пятна обычно густо перемешаны, размером 1—2 см, с очень неправильными, хотя и четкими очертаниями; реже встречаются крупные пятна размером в десятки сантиметров (рис. 12, 13).

Внутреннее строение выделяющихся темных и светлых пятен неоднородное — они в свою очередь имеют мелко- и микропятнистое строение (табл. VI, фиг. 20, 23). Это особенно хорошо видно при исследовании пришлифовок под бинокуляром при увеличении в 15—30 раз, а также в окрашенных шлифах.

В пришлифовках хорошо видны извилистые взаимопрорастающие контуры мелкозернистых доломита и кальцита, а также отдельные более крупные ромбоэдры доломита на фоне кальцита. Обе разности как бы пропитывают друг друга.

Нередко порода мелкопятнистая, обычно светлая, часто разнозернистая, неравномернопористая. Пятнистость ее обусловлена наличием массы мелких, четко очерченных, более плотных, афанитовых темных комочков размером в несколько миллиметров (табл. VI, фиг. 21). Эти комочки имеют очень резкие, хотя и неровные границы и сцементированы более крупнозернистым известняком. Этот тип пятнистости встречается реже, чем первый. Иногда пятнистые породы сложены проблематическими органогенными остатками (табл. IV, фиг. 12).

В некоторых случаях пятнистые породы являются настоящими или сингенетическими брекчиями. Обломки в них чаще доломитовые, а цемент — кальцитовый (табл. VI, фиг. 22, 24), хотя бывают и обратные соотношения или мономинеральные брекчии.

На р. Ангаре у с. Бархатово в ангарской свите нами наблюдалась пятнистая порода, состоящая из серых мелкозернистых пятнисто-полосчатых известковых доломитов с более темными неправильно-угловатыми участками почти чистых известняков. Она постепенно переходит в такие же по текстуре пятнистые доломиты с доломитовыми же более темными пятнами.

Пятнистые породы обычно слагают очень выдержанные по простиранию пласты, мощностью 0,3—3 м. В пределах одного обнажения можно иногда наблюдать несколько горизонтов с пятнистой текстурой, расположенных на расстоянии 2—3 м один от другого. Разделены они породами, имеющими близкое строение, но без пятен.

Пятнистость обычно наблюдается у пород, лишенных микрослоистости. Только в редких случаях пятнистость обнаруживается у микрослоистых пород и тогда сечет микропрослои; однако наблюдалась эта пятнистость только в отдельных точках. Случаи изменения структурно-текстурных признаков по каким-нибудь крупным пятнам, линзам, секущим слоистость, нами почти не наблюдались. Явления, напоминающие вторичную пятнистость под влиянием выветривания, представлены на рис. 14, но подобные картины встречаются редко и также связаны с определенными пластами.

Важно подчеркнуть, что все структурно-текстурные признаки пород сравнительно выдержаны по пластам и резко меняются от пласта к пласту.

Степень, форма и характер доломитизации пород также меняются от слоя к слою, что скорее всего говорит о том, что средняя доломитность каждого пласта и основные свойства пород, наблюдающиеся теперь, являются, в первую очередь, следствием первичных особенностей илов, образовавших эти осадки, на которые накладывались дальнейшие диагенетические и эпигенетические процессы.

По характеру взаимоотношений кальцита и доломита нами выделены следующие условные типы пород:

1. Зерна кальцита и доломита более или менее одной величины и формы беспорядочно перемешаны между собой. Такое взаимоотношение наиболее часто наблюдается в очень мелкозернистых породах с величиной зерен 0,02—0,05 мм грубо-прямоугольной и неправильной формы. В этих породах есть примесь небольшого количества таких же по размеру ром-

бических зерен доломита. Породы обычно однородные, плотные, лишенные пористости.

2. Отдельные, сравнительно крупные зерна доломита (0,05—0,1 мм) рассеяны среди более тонкозернистого кальцита (0,01—0,05 мм). Форма зерен доломита обычно ромбическая, кальцита — различная (табл. VII, фиг. 25). Распределение доломитовых зерен самое разнообразное — или беспорядочно рассеянное в случае однородной текстуры породы, или неравномерное, приуроченное преимущественно к более крупнозернистым участкам кальцита, как это наблюдается в пятнистых породах. Но отдельные ромбоэдры доломита встречаются и в самых мелкозернистых разностях. Порода иногда мелкопористая.

3. Доломит образует отдельные, относительно более крупные зерна среди мелких зерен кальцита. Отличается от предыдущего типа тем, что

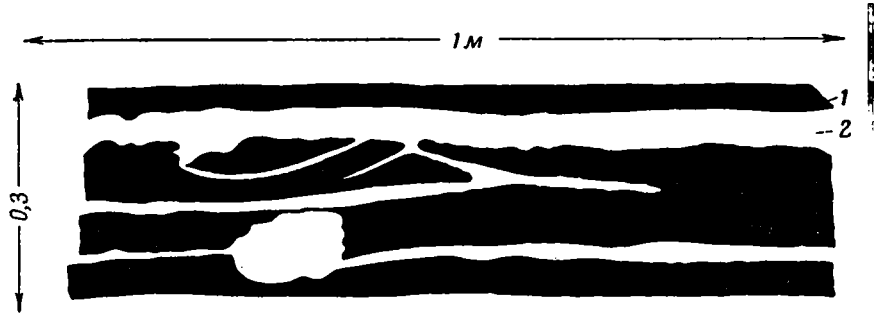


Рис. 14. Пятнистость в прослое карбонатной толщи Олхи. Введенская свита. Обн. 92, слой 11. Уменьш. в 2 раза.

1 — доломитовые известняки; *2* — доломиты.

зерна доломита носят обломочный характер, имеют сглаженно-округлые контуры. В некоторых случаях зерна доломита кальцитизированы по трещинам.

Этот тип сравнительно редкий.

4. Второй тип в случае значительного развития доломитовых зерен переходит в породу, где кальцит образует мелкие скопления и мелкоячеистую сетку, в которую вкраплены более четкие и крупные, с прямолинейными контурами зерна доломита (табл. VII, фиг. 26, 27). В крайнем случае кальцит сохраняется в виде мелких участков неправильной формы между крупными зернами доломита. Часто наблюдается как бы обволакивание кальцитом доломитовых зерен.

Этот тип имеет наибольшее распространение среди тонкозернистых карбонатов.

Первые четыре типа выделены преимущественно для пород с однородной текстурой. Среди пятнистых пород широкое распространение имеют следующие три типа кальцитово-доломитовых пород.

5. Разнозернистые породы с пятнистой текстурой, у которых тонкозернистый кальцит дает разнообразные мелкие пятна, а доломит, относительно более крупнозернистый, составляет цемент (табл. VII, фиг. 28). Форма зерен кальцита обычно прямоугольная или грубо-округлая, а доломита — очень разнообразная: ромбическая, неправильно-многоугольная, удлиненная. Часто доломит образует инкрустационные корки, мелкие сферолиты с тонкозернистыми доломитовыми или кальцитовыми серединками. Породы часто пористые. Тип чрезвычайно широко распространенный.

6. Порода по структуре и текстуре подобная типу 5, но с прямо противоположным распределением минералов. Имеет явно подчиненное значение.

7. Слоистые породы, у которых резко обособляются микрослои доломита и кальцита. Доломит в этих случаях имеет как ромбическую, так и неправильную форму. Переслаивание очень тонкое через 0,2—0,5 мм, границы четкие. Тип также сравнительно редкий.

8. Порода состоит из зонарных ромбоэдров доломита (0,05—0,08 мм), у которых внутри сохраняется кальцитовое ядро (до 0,03 мм), единое или состоящее из нескольких зернышек. В небольшом количестве наблюдается кальцитовый цемент между зернами (табл. VII, фиг. 29).

Ромбоэдры с обособляющимися кальцитовыми ядрами, вопреки указаниям в литературе, довольно редки. Иногда попадаются породы, состоящие сплошь из очень четко очерченных ромбов, имеющих затемненную, глинистую середину. Типичных зонарных ромбоэдров с чередующимися полосами кальцита и доломита нами не было встречено вовсе.

9. Близкой по характеру к типу 8 является порода, в которой доломитовые зерна неправильной формы содержат включенные мелкие пятнышки кальцита. Размер доломитовых зерен 0,05—0,1 мм, включения кальцита мелкие, рассеянные по всему зерну. Тип еще более редкий, чем тип. 8.

10. Кальцит дает цемент прорастания между ромбоэдрами доломита. В очень редких случаях наблюдалось, что крупные (более 1 мм) зерна кальцита, разрастаясь, цементируют отдельные очень четкие, хорошо ограненные разбросанные ромбы.

В некоторых случаях наблюдается трехфазное образование минералов — тонкозернистый кальцит, очень мелкозернистый доломит и несколько более крупнозернистый кальцит (не считая кальцита явно вторичного).

В отношении значительного большинства пород можно сказать, что доломит в них образовывался скорее всего несколько позднее основной массы кальцита, но что разница во времени их образования, как нам кажется, не выходит за пределы одной стадии — диагенеза.

Очень частое образование рассеянных, хорошо развитых ромбоэдров доломита по всей породе, нам кажется, отражает не только способность их давать метакристаллы, но и наиболее вероятную кристаллизацию его в условиях незатвердевшей породы. Возможно, что во многих случаях происходил более поздний рост кристаллов, с захватом одних кристаллов другими, с некоторыми изменениями химического состава породы, но основные текстурные особенности породы и ее химический состав определились уже особенностями илов.

Против предположения, что пятнистость в доломитовых породах объясняется последующей доломитизацией, помимо вышесказанного, говорят нередко наблюдаемые участки явно неперекристаллизованного доломита (тонкозернистого), вокруг которых расположен более крупнозернистый кальцит.

Исходя из изложенного, можно следующим образом представить генезис известково-доломитовых пород разной микроструктуры.

Породы с типом 1 соотношения кальцита и доломита, очевидно, возникли при одновременном осаждении из воды кальцита и доломита. В этих породах форма и величина зерен кальцита и доломита одинаковы и зерна эти беспорядочно перемешаны.

Типы 2 и 4, надо думать, развиваются в породах, образовавшихся из однородных илов смешанного кальцито-доломитового состава, в которых рост отдельных зерен доломита происходил после захоронения илов. В зависимости от отдельных частных факторов — количества Mg, плот-

ности ила, времени роста кристаллов и т. д. — возникал один из указанных типов известково-доломитовых пород.

В тонкозернистых известняках типа 3 встречаются крупные рассеянные обломочные зерна доломитового состава. Это говорит о том, что данный тип произошел не за счет позднейшей доломитизации, так как по общепринятому воззрению в первую очередь должны подвергнуться доломитизации наиболее мелкие зерна. Учитывая часто выветрелый характер включенных зерен, эту породу можно считать обломочно-хемогенной.

Типы 5 и 6, вероятно, произошли в основном за счет илов, имевших резко неоднородное строение, за счет илов, насыщенных бактериями, синезелеными водорослями, или илов, переработанных илоядными животными, и т. д. В образовании смешанных кальцитово-доломитовых илов должны были играть немаловажную роль организмы, которые могут являться конденсаторами магния в илах.

Все это способствовало возникновению пятнистой текстуры и неравномерно-пятнистому распределению кальцитовых и доломитовых зерен. Немного более «молодой» вид доломитовых зерен во многих шлифах (несколько бóльшие размеры, более правильная кристаллографическая огранка) объясняется, очевидно, большей продолжительностью жизни доломитовых зерен в илах. Эти типы нередко испытывали позднедиагенетические, а может быть и эпигенетические изменения. Последние сравнительно мало сказываются в породах.

Типы 8 и 9 по своему происхождению скорее всего близки к типам 2 и 4, т. е. произошли за счет смешанных доломито-известковых илов, но на более поздней стадии литогенеза.

Типичной эпигенетической структурой нам представляется тип 10, образовавшийся, очевидно, в результате вторичной цементации кальцитом сильно выщелоченных доломитов.

Таким образом, микротекстуры известково-доломитовых пород говорят о первичном известково-доломитовом составе подавляющего большинства карбонатных пород Иркутского амфитеатра. На первичный характер большинства доломитов кембрия Иркутского амфитеатра указывают и еще два других обстоятельства: во-первых, значительная мощность и огромное по площади распространение карбонатной толщи, во-вторых, закономерное расположение известняков, доломитов и доломитизированных известняков в стратиграфической и структурно-фациальной схеме. Так, первичные хемогенные доломиты приурочены к соленосному бассейну и к центральным областям амфитеатра. Наоборот, такие же тонкозернистые карбонатные породы в окраинных частях бассейна имеют преимущественно известковый состав. Равным образом породы с проблематическими органическими остатками приурочены в основном к окраинным частям амфитеатра или к куполовидным поднятиям в его пределах. Можно также отметить намечающуюся приуроченность различных структурно-генетических типов карбонатных пород к различным стратиграфическим горизонтам. В частности, в соленосном горизонте основным типом пород являются первичные хемогенные тонко- и микрозернистые доломиты. Резко подчиненное значение имеют известковистые доломиты и почти чистые известняки. Породы смешанного кальцито-доломитового типа в основном относятся к тонкозернистым карбонатам с перемешанными известково-доломитовыми зернами. Иногда встречаются пятнистые породы, оолитовые.

Нередко встречаются ангидрито-доломитовые и гипсово-доломитовые породы с ромбоэдрической формой зерен доломита, хотя и среди них преобладают мелкие неправильные зерна. Интересным является нахождение здесь коллениевых пород.

Введенская свита характеризуется чрезвычайно пестрым химическим составом карбонатных пород и сравнительно широким распространением известняков. Резко преобладают три структурных типа: тонкозернистые, очень мелкозернистые с прямоугольными зернами и органогенно-пятнистые. Встречаются представители всех типов карбонатных пород, за исключением очень мелкозернистых с удлиненными зернами.

В ангарской свите можно отметить сравнительно широкое распространение очень мелкозернистых пород с неправильно-многоугольными и удлиненными зернами. Породы именно этой толщи нередко несут следы некоторой перекристаллизации.

Итак, из всей совокупности данных следует признать, что доломиты кембрийской толщи Иркутского амфитеатра имеют первичное происхождение и что обогащение карбонатных илов магнием происходило в стадию седиментации.

Следуя за Н. М. Страховым (1954), можно предположить, что накопление магния происходило в виде доломита, оседающего непосредственно из воды бассейна. Но в оформлении современной структуры и текстуры доломитовых пород немалую роль сыграли также процессы перераспределения доломитового вещества в стадии диагенеза и эпигенеза.

V. О ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КЕМБРИЙСКОЙ ИЗВЕСТКОВО-ДОЛОМИТОВОЙ ТОЛЩИ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Общие очертания нижнекембрийского бассейна, в котором накоплялись карбонатные осадки, могут быть намечены пока лишь в самом первом приближении. Можно предполагать, что трансгрессия моря нижнего кембрия началась с севера, скорее всего с северо-востока, где в бассейнах рр. Лены и Амги известны наиболее полные разрезы и наиболее низкие горизонты кембрия. Терригенные толщи кембрия на юго-западе и юго-востоке района намечают береговую линию в области современных Восточных Саян и Забайкалья.

Образовавшийся в следующую фазу трансгрессии соленосный бассейн покрывал огромную площадь, южнее, юго-западнее и юго-восточнее которой располагались широкие зоны карбонатно-терригенного осадконакопления. На севере связь этого бассейна с открытым морем (океаном) не прерывалась, так как нам нигде неизвестны области с выпадением этих горизонтов. Но водообмен с открытым морем был затруднен, что при сильном испарении в жарком засушливом климате и привело к возникновению осолоненного лагуноподобного бассейна. Энергичное прогибание Иркутского амфитеатра сравнительно с соседними участками, начавшееся сразу после трансгрессии кембрийского бассейна, привело к быстрому накоплению мощной толщи хемогенных осадков. Снос с суши в этот период был очень незначительный, но временами терригенный материал разносился по всему бассейну, образуя маломощные терригенные прослои.

Породы карбонатной толщи образовались в эпоху максимальной трансгрессии. Слабое влияние суши чувствуется во все время осадконакопления и выражается в виде тонких глинистых налетов по плоскостям напластования, реже — в глинистости породы или в песчано-глинистых прослоях. Возможно, что удлиненно-зазубренные и округло-растресканные карбонатные зерна также имеют обломочный характер. Скорее всего они происходят за счет разрушения этой же карбонатной толщи. Очевидно, с эпохами временных поднятий и местными размывами связаны частично и карбонатные брекчии.

На отложения собственно карбонатной толщи сильное влияние оказал унаследованный от соленосной эпохи характер бассейна. На продол-

жении долгого еще времени воды его обладали несколько повышенной соленостью, что доказывается наличием во многих горизонтах толщи включений таблитчатых кристаллов гипса, иногда в значительном количестве. Эта осолоненность моря, вместе с высокой температурой воды (что характерно для засушливого жаркого климата), а также жизнедеятельность водорослей, поднимавших pH воды, и создавали условия, благоприятные для непосредственного химического осаждения доломита из воды. Наряду с хемогенными первичными доломитами здесь отлагались разнообразные, менее богатые доломитом известково-доломитовые илы, в которых в стадию диагенеза происходило перераспределение доломита с частичным замещением кальцита и образованием доломитных линз, пятен и т. д.

Несмотря на общую бедность бассейна органической жизнью, временами создавались условия, благоприятные для массового развития трилобитов, червей. Эти эпохи соответствовали эпохам наименьшего осолонения вод, но илы бассейнов были все же богаты Mg, так как и в эти времена нередко возникали пятнистые известковые доломиты. Наиболее неприхотливыми, очевидно, были строматолиты, жившие в водах различной степени осолонения.

Переменный режим в бассейне, сказавшийся в перемежаемости различных типов пород и в разнообразной, нередко тонкой слоистости, приводил иногда к понижению солености вод и к осаждению хемогенных или преимущественно хемогенных известняков. В чем была причина «разбавления» вод бассейна, сказать трудно, но скорее всего это связано с поступлением крупных водных масс из океана, так как энергичное поступление пресных вод с суши должно было бы привести и к отложению терригенных осадков, чего мы не наблюдаем.

Имеющийся материал подтверждает предположения Н. М. Страхова (1951, 1954), что своеобразный химизм вод кембрийского бассейна (в частности, его высокий щелочной резерв) определил возможность накопления в илах значительных количеств первично осажденного из воды доломита, а перераспределение его в осадке в ходе диагенеза создало взаимоотношения и форму нахождения основных компонентов — доломита и кальцита. При этом основные структурно-текстурные особенности пород определялись первичными свойствами осадка (однородностью, богатством органических остатков, плотностью, скоростью роста зерен, примесью обломочного материала и т. п.), процессы же перекристаллизации иногда усиливали, иногда нивелировали наметившиеся особенности пород, не лишая в значительном числе случаев породу первичных генетических признаков.

ЛИТЕРАТУРА

Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. Кембрий Заангарья. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 5.

Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород. Доклады Акад. наук СССР, нов. сер., 1951, 76, № 1.

Катушенок И. И. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири, 1940, вып. 8.

Лермонтова Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы В. Сибири. М., Госгеолиздат, 1951.

Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 15, геол. сер. (№ 5).

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 99, геол. сер. (№ 31).

Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии. т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.

Писарчик Я. К. Некоторые генетические типы карбонатных пород верхнепалеозойских отложений в среднем Поволжье. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, 1950.
Страхов Н. М. Известковые фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
Яржемский Я. Я. Минеральные строительные материалы Введенско-Олхинского района под Иркутском. Тр. Вост.-Сиб. геол., гидрогеол., геодез. треста, 1934, вып. 8.
Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. М.—Л., — Грозный—Новосибирск, ОНТИ, 1936.
Яржемский Я. Я. Целестин в кембрийских отложениях Приангарья. Доклады Акад. наук СССР, 1948, 60, № 2.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. Параллельная микрослоистость в очень тонкозернистом известняке. Манзурская свита. Манзурка. Обр. 1100. Нат. вел.

Фиг. 2. Полосчато-пятнистый доломитовый известняк. Ангарская свита, р. Ангара. Обр. 3189.

ТАБЛИЦА II

Фиг. 3. Волнообразная микрослоистость в доломите. Введенская свита, р. Урик. Обр. 4924.×1,3.

Фиг. 4. Микрослоистость в известковых доломитах. Введенская свита, Олха. Обр. 3541. Нат. вел.

Фиг. 5. Неправильно-волнистая микро- и тонкослоистость в известковом доломите. Ангарская свита, р. Ангара, д. Макарово. Обр. 3186. Нат. вел.

ТАБЛИЦА III

Фиг. 6. Черточная пористость в доломитах булайской свиты, р. Белая, д. Булай. Обр. 236. Нат. вел.

Фиг. 7. Крупная черточная пористость и псевдоморфоза по каменной соли, выполненная доломитом. Булайская свита, р. Белая, с. Бельск. Обр. 232. Нат. вел.

Фиг. 8. Доломит с округлыми порами, выполненными кальцитом. Ангарская свита, р. Ангара. Обр. 283. Нат. вел.

Фиг. 9. Крупнокавернозный доломит. Ангарская свита, Жигалово. Обр. 680. Нат. вел.

Фиг. 10. Крупнокавернозный пятнистый крупнокристаллический доломит. Соленосная свита, Жигалово. Обр. 684. Нат. вел.

ТАБЛИЦА IV

Фиг. 11. Коллениевый доломит. Введенская свита, р. Белая, д. Инга. Обр. 1382. Нат. вел.

Фиг. 12. Органогенные доломиты. Структура типа Nubecularites. Введенская свита, р. Урик. Обр. 1648.×20.

Фиг. 13. Строматолитовый, микрослоистый, очень мелкозернистый известняк. Божеханская свита, д. Копцегай. Обр. 1011.×25.

Фиг. 14. Тонкозернистый доломит с щелями гипса, заполненными кальцитом. Божеханская свита, Божехан. Обр. 287. ×80.

ТАБЛИЦА V

Фиг. 15. Очень мелкозернистый известняк типа «а» с неправильными и грубо-прямоугольными зернами. Ангарская свита, Оса. Обр. 510.×80.

Фиг. 16. Очень мелкозернистая порода из удлиненных зерен. Божеханская свита, д. Копцегай. Обр. 1035.×80.

Фиг. 17. Крупнозернистый известняк с неправильно угловатыми зернами. Соленосная свита, Жигалово. Обр. 713.×80.

Фиг. 18. Разнозернистые карбонатные породы с пятнистой структурой. Ангарская свита, р. Белая, с. Бельск. Обр. 217.×80.

ТАБЛИЦА VI

Фиг. 19. Веретенообразные доломитовые зерна. Ангарская свита, Жигалово. Обр. 461.×80.

Фиг. 20. Типичные пятнистые доломитизированные известняки. Ангарская свита, д. Копцегай. Обр. 1037. Нат. вел.

Фиг. 21. Карбонатная брекчия. Введенская свита, Иркут. Обр. 3. Нат. вел.

Фиг. 22. Пятнистый доломитовый известняк. Введенская свита, д. Инга. Обр. 1300. Нат. вел.

Фиг. 23. Очень мелкозернистый беспорядочно пятнистый доломитовый известняк. Введенская свита, д. Олха. Обр. 3547а.

ТАБЛИЦА VII

Фиг. 24. Пятнистая брекчиевидная карбонатная порода. Керн окрашен. Известковый цемент окрасился (стал светлый), доломитовые включения не окрасились. Введенская свита, Еловка. Обр. 2696. Нат. вел.

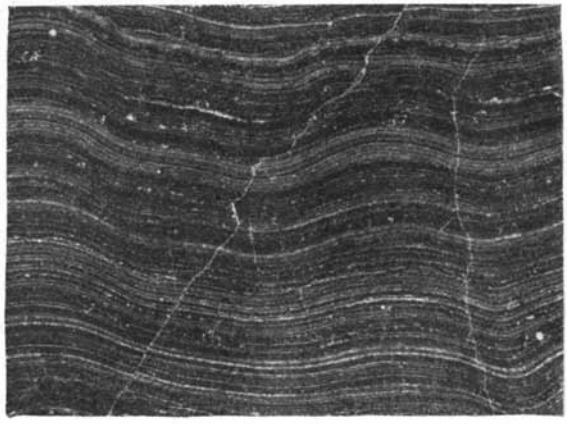
Фиг. 25. Второй тип соотношения кальцита и доломита. Шлиф окрашен. Введенская свита, Еловка. Обр. 1316.×80.

Фиг. 26. Четвертый тип взаимоотношения кальцита и доломита в окрашенном шлифе. Булайская свита, Еловка. Обр. 1331.×60.

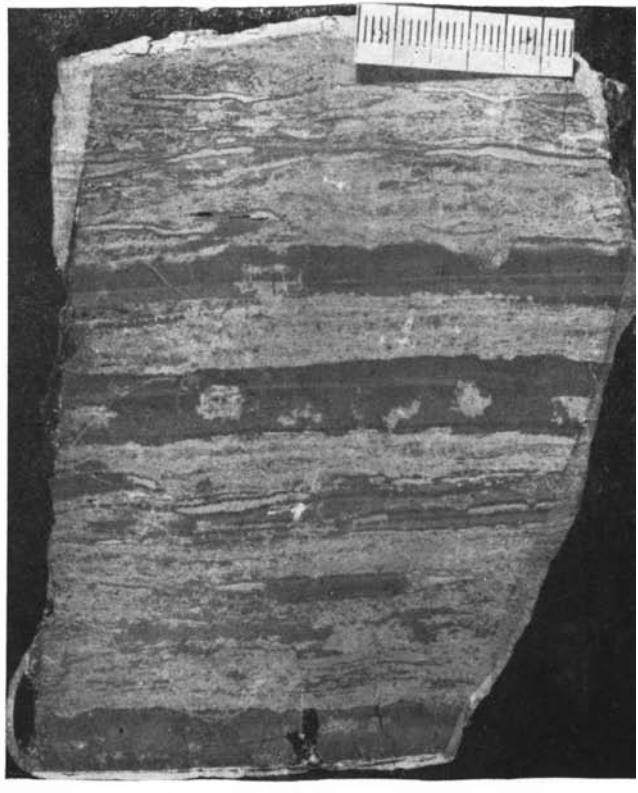
Фиг. 27. Четвертый тип соотношения кальцита и доломита. Шлиф окрашен. Введенская свита, Еловка. Обр. 1300.×80.

Фиг. 28. Пятый тип соотношения кальцита и доломита в окрашенном шлифе. Введенская свита, Олха. Обр. 1193.×60.

Фиг. 29. Восьмой тип соотношения кальцита и доломита в окрашенном шлифе. Введенская свита, Еловка. Обр. 1311.×80.



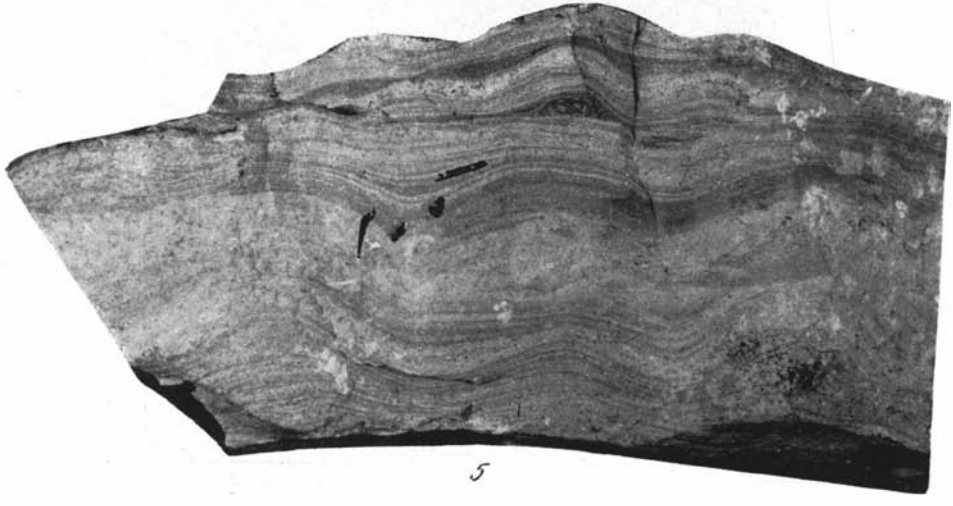
1



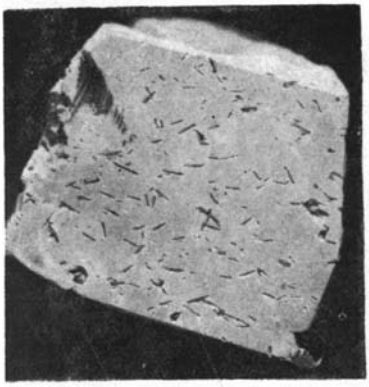
2

3

4

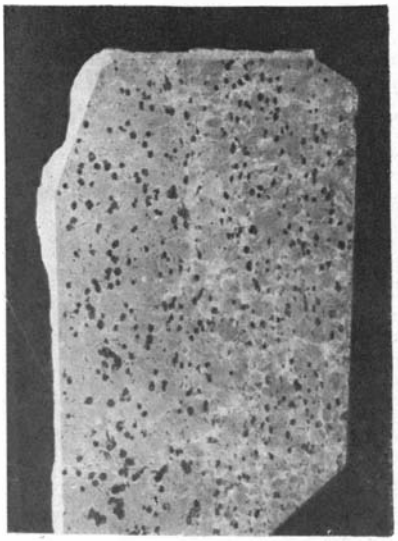


5

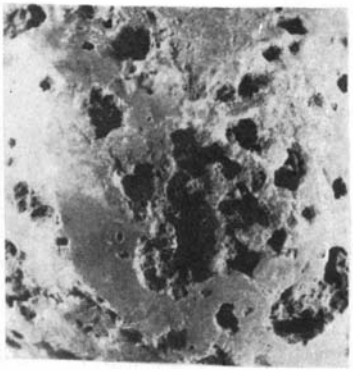


6

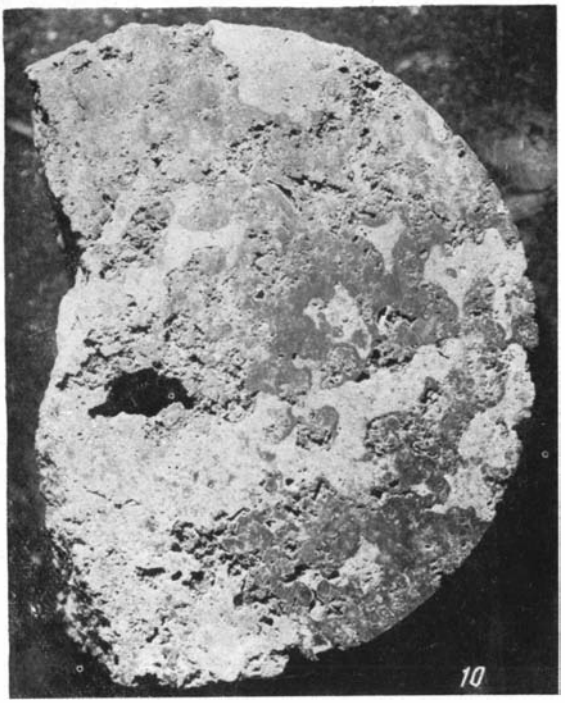
7



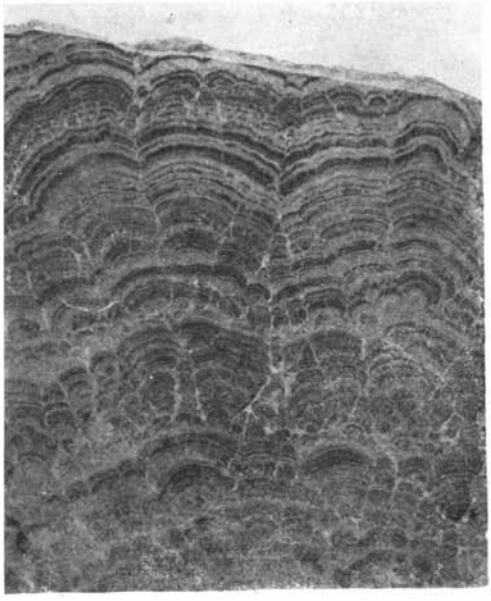
8



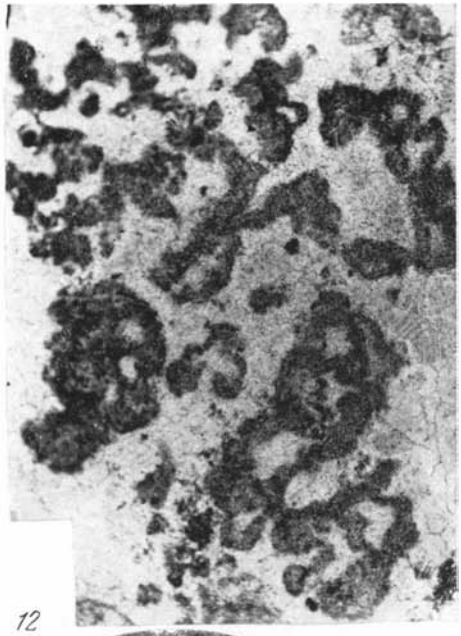
9



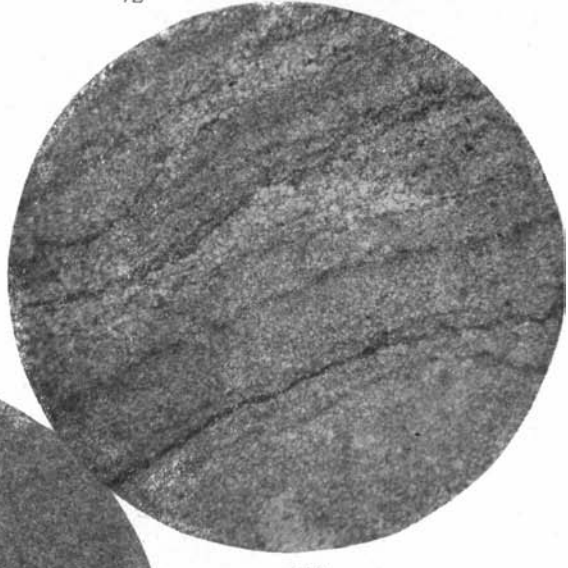
10



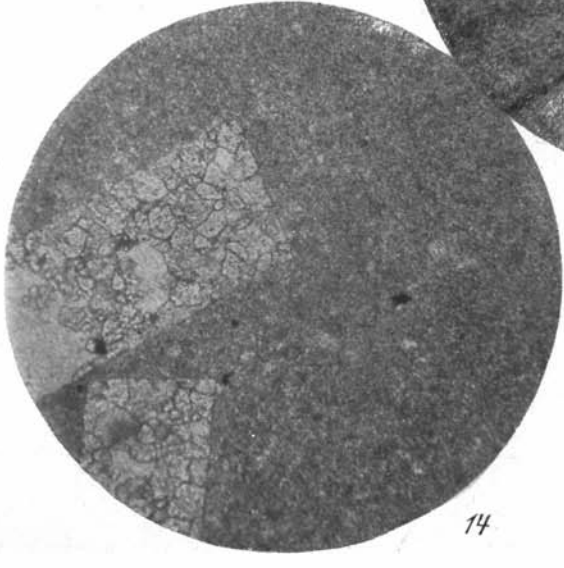
11



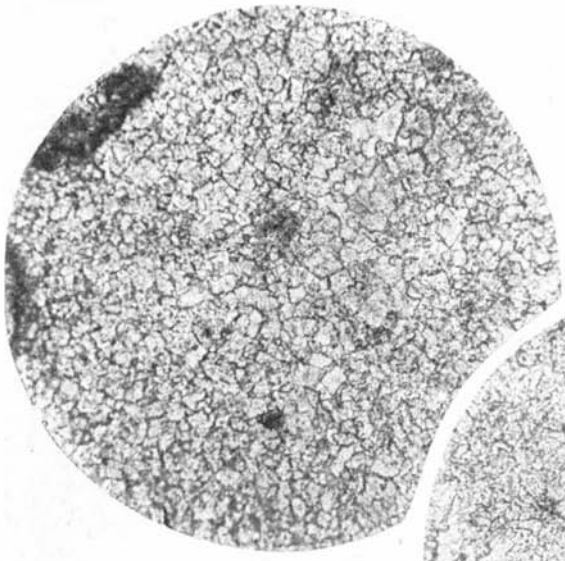
12



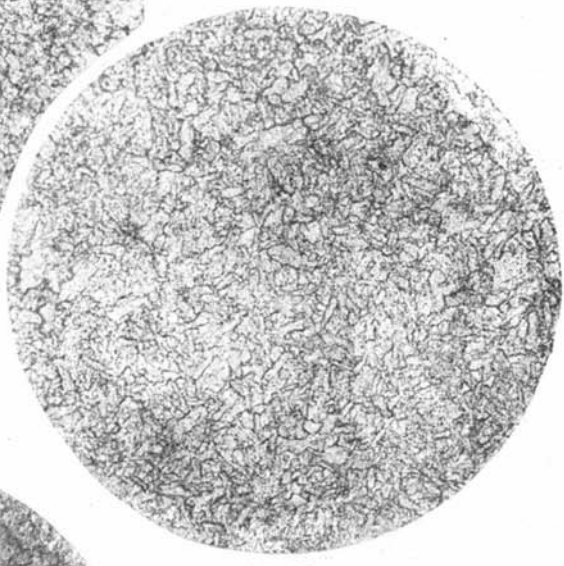
13



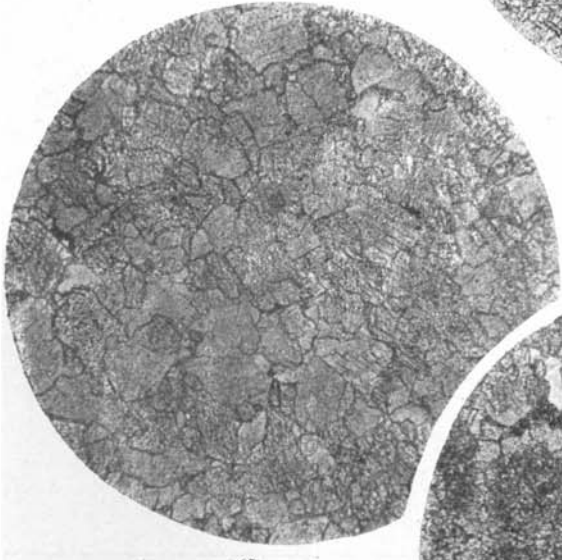
14



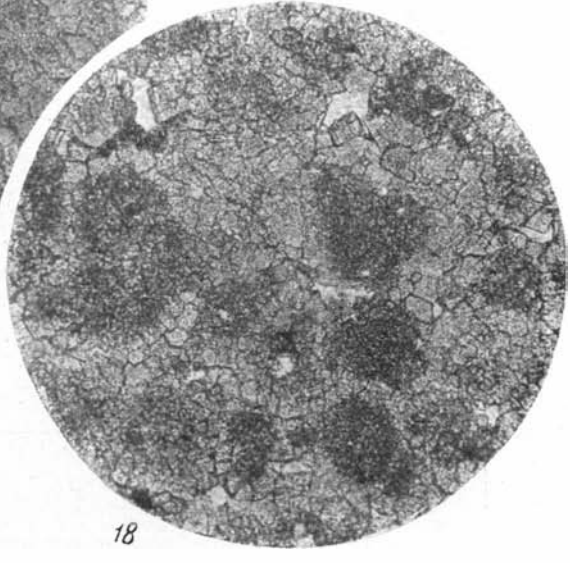
15



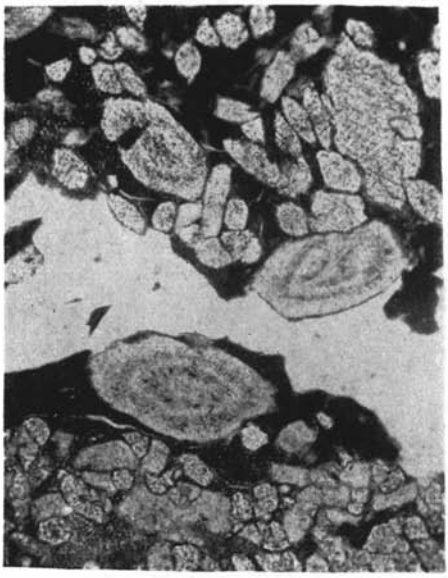
16



17

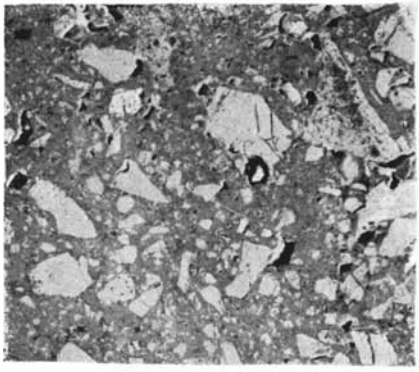


18

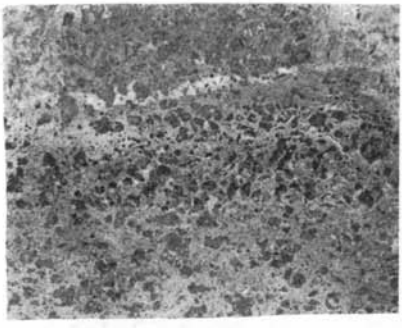


19

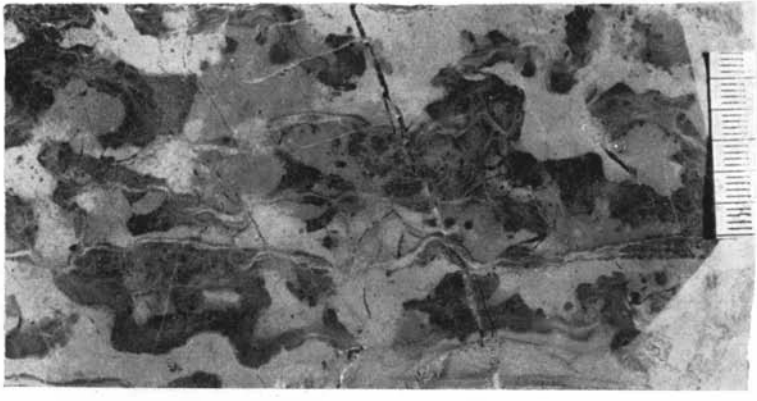
20



22

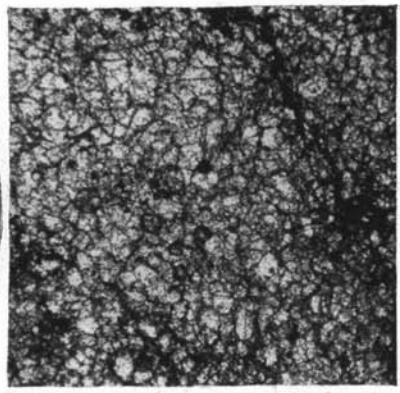


21

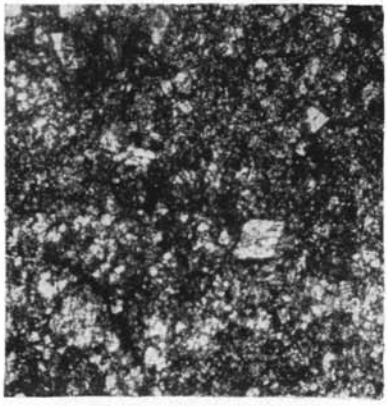


23

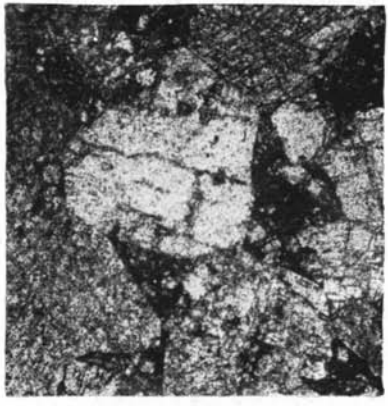
24



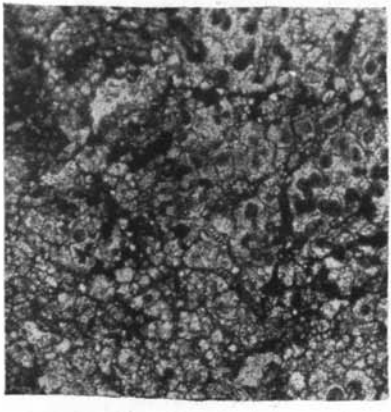
26



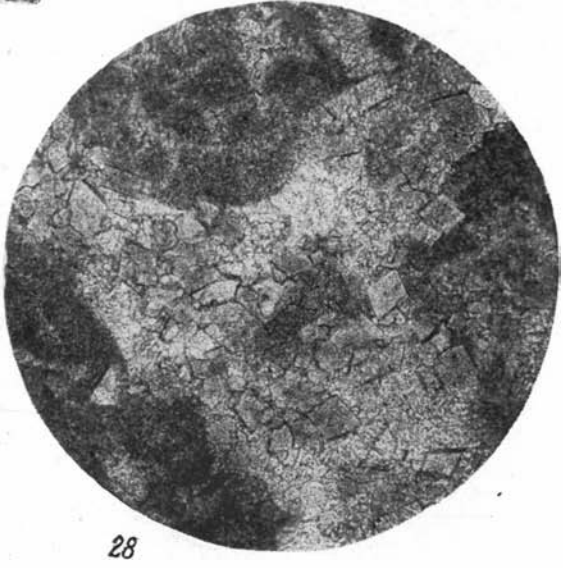
25



27



29



28

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

С. Е. КОЛОТУХИНА

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА ХРЕБТА КАРА-ТАУ (ЮЖН. КАЗАХСТАН)

I. ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья представляет результат литологических исследований карбонатной толщи девона-карбона, проводившихся автором в 1950—1953 гг. в двух районах Южного Казахстана: в Центральном Кара-тау и в Байджансайском районе.

Тема была поставлена Научно-исследовательским сектором Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе. Научное руководство осуществлялось профессором Е. Е. Захаровым. В процессе работы автор неоднократно пользовался консультацией академика Н. М. Страхова. Палеонтологические определения сделаны доцентом А. И. Золкиной и А. М. Куликовой.

Работа имела целью выяснение литологических типов пород, закономерностей их распространения в разрезах и по площади, а также выяснение характерных фаций и специфики процессов доломитообразования в различных условиях осадконакопления.

При изучении пород широко применялась методика прокрашивания[1]. Образцы в разрезах брались с интервалами от 1 до 10—15 м.

Пришлифовки прокрашивались в растворе азотнокислой меди в течение 4 часов, затем опускались в раствор аммиака и промывались водой. В результате известняковая масса, прожилки и включения кальцита прокрашивались в голубой цвет; доломит остается без изменений. Не прокрашиваются также сидерит, анкерит, барит, кварц, обломки песчаника и эффузивные породы. На прокрашенной поверхности отчетливо проступают контуры известняковых и доломитовых участков, выявляются текстура породы и количественные соотношения доломита и кальцита. Железистый карбонат прокрашивался 1% раствором $K_3Fe(CN)_6$, подкисленным HCl (1 : 40) в течение 3—5 минут. При этом сидерит окрашивается в индиго-синий цвет, анкерит — в голубой цвет.

Прозрачные шлифы изготовлялись открытыми, большего размера, чем обычные; при их изучении применялся метод окрашивания половины или трети шлифа химическими чернилами (кристалл виолет), подкисленными по каплям 5% раствором HCl до появления слабого зеленого оттенка.

После прокрашивания шлиф покрывался покровным стеклом и изучался под микроскопом. Пользуясь методом прокрашивания, удается заметить самую незначительную примесь доломита или анкерита в известняках, кальцита и анкерита в доломитах. Отчетливо видны количество

[1] Методика прокрашивания изложена подробно в работе С. А. Юшко (1953).

и форма кристаллов, все особенности текстуры породы и соотношения компонентов.

Для большого количества образцов, изученных в пришлифовках (аншлифах) и в прозрачных шлифах, были сделаны карбонатные анализы и определения марганца и железа. Карбонатные анализы производились по ускоренной полевой методике Д. А. Пчелинцева, марганец и железо определялись обычными методами. Малые элементы определялись спектральным анализом.

Всего было изучено около 4000 образцов (в аншлифах и в прозрачных шлифах), сделано 400 химических и 100 спектральных анализов.

II. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО СТРАТИГРАФИИ РАЙОНА

Наиболее древними в изученном районе являются терригенные породы тюлькубасской свиты, относимой условно к среднему девону и, частично, к франскому ярусу верхнего девона.

Отложения фаменского яруса в Центральном Кара-тау представлены преимущественно карбонатными породами: известняками, доломитами, мергелями. Подчиненную роль играют аргиллиты, алевролиты, туфогенные породы, конгломераты и брекчии. Эти породы приурочены преимущественно к нижней части фаменского яруса и, возможно, к верхам франского яруса, слагая так называемый корпешский горизонт.

В Байджансайском районе быстрая и значительная фациальная изменчивость пород и скудость палеонтологических находок в отложениях фаменского яруса мешают установлению точных стратиграфических соотношений с разрезами Центрального Кара-тау. Отложения фаменского яруса представлены здесь разнообразными карбонатными породами со значительной примесью терригенного материала, количество которого колеблется в довольно широких пределах.

Нижнекаменноугольные отложения Центрального Кара-тау почти всегда хорошо охарактеризованы фаунистически; только нижняя часть разреза совершенно лишена фауны и стратиграфическая граница между девоном и карбоном проводится условно. В Байджансайском районе палеонтологические находки позволяют провести эту границу. Нижний карбон всюду расчленяется на этреньские слои, турнейский и визейский ярусы. Этреньские слои и турнейский ярус сложены преимущественно карбонатными породами. Нижнетурнейские породы несколько меняются фациально с запада на восток, и горизонты, выделяемые на западе, на восток не прослеживаются. Отложения верхнего турне прослеживаются с запада на восток, не меняясь фациально.

Отложения визейского яруса в Центральном Кара-тау представлены весьма разнообразным комплексом пород: известняками, доломитами, песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, туфами и эффузивными породами. С запада на восток наблюдается заметное увеличение количества туфогенного материала, а на востоке появляются прослои эффузивных пород, неизвестных на западе.

В Байджансайском районе отложения визе неизвестны.

III. ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

Г. И. Теодорович придает слишком большое значение структурной классификации, кладя в ее основу размеры зерен. «Разобравшись тщательно в структуре породы и установив ее принадлежность к той или иной дробной структурной группе пород, мы нередко тем самым подходим к совершенно четкому представлению о происхождении ее» (Теодорович, 1950).

Мы не собираемся умалять значения признака структуры породы, но считаем, что это только один из ряда генетических признаков и что только в сочетании с другими признаками (текстура, химический состав и т. д.) он может помочь нам уяснить происхождение породы.

Широко известная структурная классификация Г. И. Теодоровича является в настоящее время наиболее разработанной. Однако на практике пользоваться ею очень трудно.

Более простой и удобной является генетическая классификация карбонатных пород, предложенная М. С. Швецовым (1948). Следует отметить, однако, неудачное выделение в ней криптогенных известняков или известняков неизвестного происхождения, поскольку в этот тип заведомо могут попасть породы всех других типов. Применяемая нами классификация типов пород представляет развитие генетической классификации М. С. Швецова.

В изученном нами комплексе, кроме чистых карбонатных пород, имеется много смешанных, которые содержат примесь терригенного, а некоторые и туфогенного материала. Поэтому на крупные группы мы делим породы по формальному химико-петрографическому признаку, но внутри группы выделяем подгруппы и типы по генетическим признакам.

При выяснении происхождения какой-либо породы необходимо прежде всего установить генетические признаки. Часть из этих признаков присуща самому осадку и характеризует условия его отложения — это первичные генетические признаки; другая часть признаков возникает позже в процессе диагенеза и эпигенеза. Далеко не всегда удается при изучении породы отделить эти признаки друг от друга — один признак часто накладывается на другой при формировании породы. Иногда разделение удается произвести по преобладающему значению для формирования данной породы той или иной группы признаков. Совокупность целого ряда признаков, как, например, структура породы, текстура, химический и минералогический состав, органические и минеральные включения и т. д., — отражает условия образования породы и дает литогенетический тип.

В основу выделения групп пород нами положен химико-петрографический признак. В пределах той или иной группы выделяются подгруппы и генетические типы пород. Мы выделяем следующие шесть групп пород:

I группа — известняки различных типов. Характерным признаком пород этой группы является большая чистота состава. Сюда относятся породы, содержащие примесь доломита от 0 до 20% и нерастворимого остатка от 0 до 5%.

II группа — доломитовые породы различных типов. Процент доломитности колеблется в различных типах от 20 до 100%, при содержании нерастворимого остатка от 0 до 5%.

III группа — смешанные терригенно-карбонатные породы. Карбонат представлен кальцитом и доломитом. Количество нерастворимого остатка колеблется в пределах от 5 до 80%, он представлен пелитовым, алевритовым и песчаным материалом.

IV группа — карбонатные брекчии и конгломераты, состоящие из обломков преимущественно карбонатных пород различных генетических типов.

V группа — терригенные породы: конгломераты, песчаники, алевролиты.

VI группа — вулканогенные породы (эффузивные и пирокластические породы).

Схема классификации карбонатных пород Кара-тау представлена в табл. 1.

Таблица 1

Схема классификации карбонатных пород Кара-тау

Известняки	Доломитовые породы		
Типы биоморфно-детритусовых известняков: 1. Брахиоподовые 2. Мшанковые 3. Криноидные 4. Водорослевые 5. Фораминиферовые 6. Известняки с «ходами» Типы обломочных, псевдооолитовых и оолитовых известняков: 1. Микрообломочные 2. Псевдооолитовые 3. Оолитовые Типы тонкодетритусовых и пелитоморфных известняков: 1. Тонкодетритусовые известняки 2. Пелитоморфные известняки с редкой фауной	Типы первичных доломитов (доломитность >95%): 1. Тонкослоистые, тонкозернистые и пелитоморфные доломиты 2. Тонкослоистые доломиты с остатками редкой угнетенной фауны 3. Сгустковые и псевдооолитовые оолиты с реликтами синезеленых водорослей 4. Полосчатые или ленточные доломиты	Типы диагенетических доломитовых пород (доломитность 20—50%): 1. Доломитовые известняки пятнистые, органогенно-обломочные и детритусовые 2. Доломитовые известняки пятнистые, сгустковые и псевдооолитовые Типы «узорчатых» доломитов и известковистых доломитов (доломитность 50—95%): 1. Узорчатые доломиты (с незавершенной доломитизацией) 2. Неравномерно зернистые доломиты (с завершенной доломитизацией) 3. Оолитовые доломиты	Типы эпигенетических доломитов: 1. «Искристые» доломиты или вторичные доломиты перекристаллизации 2. Жильные и линзообразные доломитовые тела

Группа 1. Известняки

Эта группа охватывает породы с содержанием кальцита от 80 до 99%. Она подразделяется на три главные подгруппы, неравноценные по объему: биоморфно-детритусовые известняки (подгруппа А); обломочные, псевдооолитовые и оолитовые известняки (подгруппа Б); тонкодетритусовые (шламовые) и пелитоморфные известняки (подгруппа В). Все выделяемые типы пород связаны между собой постепенными переходами.

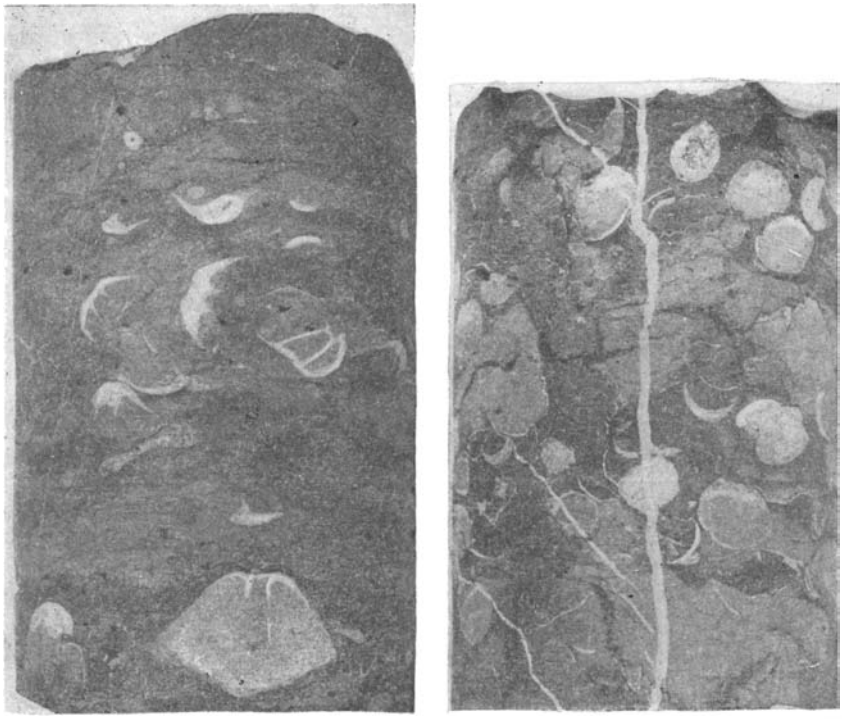
А. Биоморфно-детритусовые известняки

К данной подгруппе отнесены породы, которые сложены, в основном, скелетными остатками различных организмов: брахиопод, криноидей, мшанок, фораминифер, водорослей и др. По преобладанию цельных раковин и их обломков мы выделяем пять типов биоморфно-детритусовых известняков: 1) брахиоподовый, 2) мшанковый, 3) криноидный, 4) водорослевый, 5) фораминиферовый.

Брахиоподовые известняки образуют слои сравнительно небольшой мощности, измеряемые десятками сантиметров и первыми метрами. Они сложены цельными и сравнительно крупными скелетными частями, частично вполне различимыми невооруженным глазом или хорошо различимыми при малом увеличении под микроскопом. Раковины брахиопод изредка встречаются в прижизненном положении, например в слоях с *Camarotoechia turanica* и слоях со *Spirifer aquilinus* R o m. Иногда раковины брахиопод образуют скопления, состоящие, главным образом, из форм одного вида, например, банки *Camarotoechia turanica* или *Spirifer aquilinus* или продуктид в фаменском и визейском ярусах.

Большей частью известняки описываемого типа состоят из скелетных частей *Cyrtospirifer*'ов и *Productus*'ов, представленных обломками створок, зубными пластинами и шипами (рис. 1). К обломкам брахиопод примешиваются всегда в меньшем или большем количестве мелкие обломки других организмов: криноидей, мшанок (массивных и сетчатых), кораллов, гастропод, фораминифер. Иногда наблюдается замещение кальцита раковин мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен (рис. 2).

Между обломками раковин и цементирующей массой не наблюдается резкой грани в связи с наличием мелкого неопределимого детритуса,



А *Б*

Рис. 1. Керны брахиоподовых известняков фаменского яруса из Миргалимсая. Нат. вел.

А — спириферицы; *Б* — намаротехии.

смешанного с пелитоморфным кальцитом. Кроме кальцита, в цементе присутствуют в разных количествах глинистое вещество, отдельные мелкие зерна кварца в виде остроугольных обломочков и правильных идиоморфных кристаллов, рудные минералы и ромбоэдры доломита. Примесь глинистого вещества достигает в некоторых горизонтах значительного количества — до 20% нерастворимого остатка. Известняки этих горизонтов будут рассмотрены ниже. Доломит присутствует в количествах от долей до 20%. Породы этого типа имеют широкое распространение в разных горизонтах фаменского яруса и нижнего карбона.

Мшанковые известняки состоят из обрывков, реже — целых колоний мшанок (рис. 3). Наряду с крупными обломками *Fenestella*, *Polypora* и др. с мелкоячеистой и сетчатой структурами наблюдаются мелкие, плохо определимые обломки. Иногда видна фибровая структура стенок. Очень часто наблюдается замещение их тонкозернистым агрегатом квар-

цевых зерен. В мшанковых известняках присутствует также небольшое количество мелких обломков других организмов, чаще всего члеников криноидей. Цементом является пелитоморфный кальцит со значительной примесью мелкого детритуса тех же мшанок.

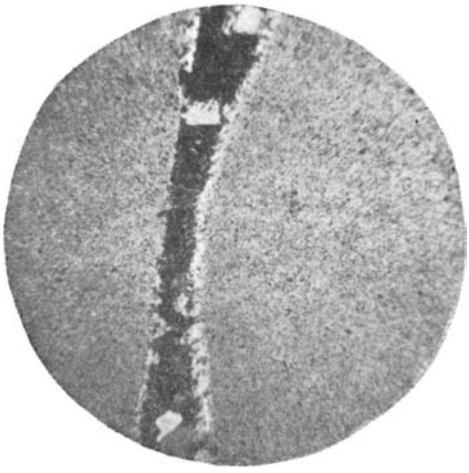


Рис. 2. Шип продуктуса, выполненный кварцем (продольное сечение). Известняк фаменского яруса Центр. Кара-тау. Николи+. ×32.

Мшанковые известняки не образуют сколько-нибудь выдержанных скоплений. В известняках других типов мшанки составляют единичные находки.

Криноидные известняки отличаются зернистостью (мелко-, средне- и крупнозернистые разности) и нередко сверкают на изломе. В чисто криноидных разностях членики криноидей составляют до 60—70% породы. На поверхностях выветривания видны иногда целые стебли морских лилий. В криноидных известняках часто встречаются обрывки сетчатых мшанок. Размер члеников колеблется от 0,2—0,3 до 3—10 мм.

Кроме обломков криноидей, встречаются иглы морских ежей, шипы брахиопод, псевдооолиты и неопределимый детритус (рис. 4). Цемент состоит из пелитоморфного кальцита с примесью мелкого детритуса.

Рис. 3. Мшанковый известняк визейского яруса. Турлан. 1 николь. ×32.

В доломитизированных разностях присутствуют единичные ромбоэдры доломита, иногда скопляющиеся вокруг органических остатков.

Криноидные известняки встречаются почти во всех горизонтах фаменского яруса и нижнего турне, но редко образуют выдержанные слои.

Водорослевые известняки объединяют два подтипа: а) серые пятнистые и б) светлые тонкослоистые.

а) Серые известняки имеют четко выраженную пятнистую текстуру, обусловленную большим количеством округлых и овальных телец, более темных, чем вмещающая порода. Известняк иногда нацело слагается такими телами, среди которых встречаются обломочки фауны. Образования, которые мы считаем водорослями, представляют клубки округлой и овальной формы, серого и темносерого цвета, размером от долей сантиметра до 2—3 см, с концентрическим строением (рис. 5). Внутри такого клубка часто заключены обломки брахиопод и коралла, членик криноидеи, обломок или цельная раковина гастропод. Концентрическое

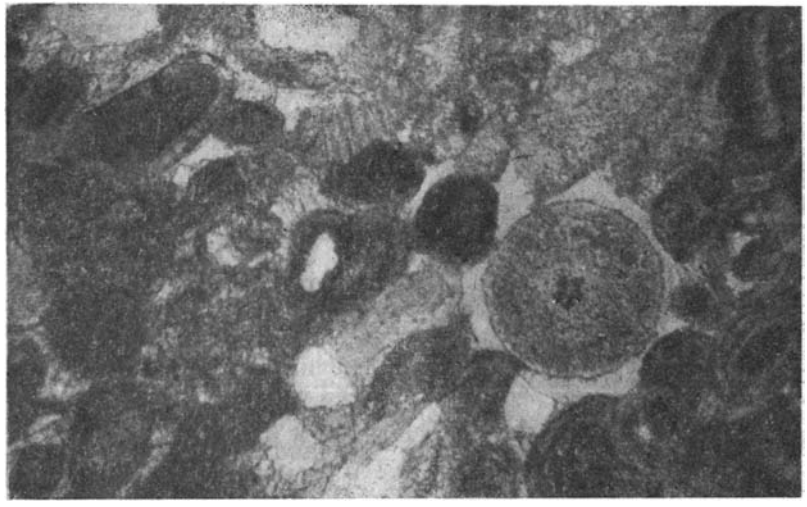


Рис. 4. Криноидно-оолитовый известняк визейского яруса. Турлан. 1 николь. × 32.

строение обусловлено наличием тонких, едва заметных, слегка волнистых темных нитей, обволакивающих какой-нибудь обломок. Микроструктура этих клубков сохраняется редко. Они бывают нацело перекристаллизованы или гранулированы и представляют собой комочки тонкозернистого и пелитоморфного кальцита. Такие образования В. П. Маслов называет онколитами и относит их к группе синезеленых водорослей.

б) Светлые, желтовато-серые тонкослоистые известняки с слабо заметной макроскопически мелкопятнистой текстурой. Под микроскопом были обнаружены многочисленные клубки водорослей *Ortonella upensis* M a s l., слагающих почти всю породу (до 80%). Они представляют многочисленные трубочки толщиной в 0,01—0,02 мм, которые образуют клубок, обволакивающий обломочки фауны (брахиопод, гастропод или мелких фораминифер); иногда развиваются в последней камере гастроподы. Нити водорослей имеют округлое сечение, дихотомически ветвятся. Внутренняя полость их выполнена прозрачным кальцитом. В небольшом количестве встречаются цельные раковины мелких гастропод размером до 1 см, неопределимый детритус и мелкие сферические фораминиферы — *Parathuramina* sp. и *Archaeosphaera* sp.

Фораминиферовые известняки средне-, мелко- и тонкозернистые, серого, пепельно-серого и светлосерого цвета. Макрофауна обычно в таких

известняках встречается редко (отдельные брахиоподы). Под микроскопом выделяются два подтипа: а) известняки с преобладанием многокамерных фораминифер, наряду с которыми встречаются также сферические фораминиферы; б) известняки с преобладанием сферических фораминифер и с очень редко встречающимися многокамерными фораминиферами. Оба эти подтипа нельзя назвать фораминиферовыми в полном смысле слова, скорее это детритусово-фораминиферовые известняки, так как фораминиферы составляют обычно только от 20 до 50% породы.

а) Известняки первого подтипа обычно светлых тонов — пепельно-серого, светлосерого, розоватого и желтоватого, среднезернистые и мелкозернистые, с сахаровидным изломом. Благодаря темным контурам стенок раковин, сложенных пелитоморфным кальцитом, в прозрачном шлифе четко выделяются разнообразные многокамерные фораминиферы: *Tuberitina*, *Endothyra*, *Ammodixidae*, *Paleotextularia*, *Bradyina*, *Eostaffella* и др. Размеры раковин от 1,0 до 3,0 мм. Из однокамерных встречаются *Parathurammina*. Размер «сфер» колеблется от 0,1 до 1,0 мм, причем преобладают более крупные «сферы» (рис. 6).

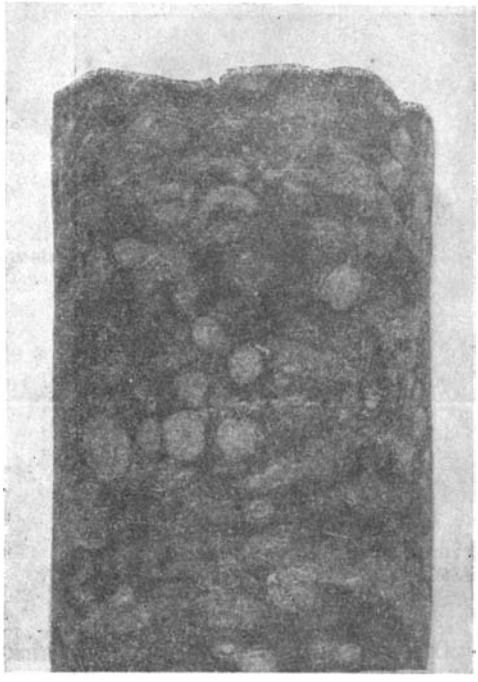


Рис. 5. Брахиоподово-водорослевый известняк фаменского яруса. Керн. Миргалимсай. Нат. вел.

Цемент состоит из плохо определимого мелкого детритуса (0,1—0,3 мм). Это, вероятно, главным образом обломки брахиопод, о чем можно судить по наличию в шлифе различных сечений обломочков шипов, иногда подвергшихся окремнению и вследствие этого хорошо различимых среди остальных обломков кальцита. Внутренние полости многокамерных фораминифер нередко бывают заполнены мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен. Среди мелкого кальцитового детритуса рассеяны кристаллы кварца, единичные ромбоэдры доломита, иногда образующие скопления. Доломитность в известняках этого типа достигает 5—10% [1].

Известняки описанного подтипа характерны для визейского яруса Турланского перевала и верховьев р. Бир-Есек. В других ярусах они не встречались.

б) Известняки с преобладанием сферических фораминифер представлены главным образом тонкозернистыми разностями серого, пепельно-серого и темносерого цвета; реже встречаются мелкозернистые. Под микроскопом видны сферические однокамерные фораминиферы родов *Archaeosphaera*, *Parathurammina*, которые составляют обычно 20—40% породы. Для них характерно сферолитовое строение кальцита, заполняющего полость сферы (с крестообразным угасанием).

[1] Доломитность (процентное содержание доломита) дается в пересчете на карбонатную часть породы.

Цемент состоит из мелкого неопределимого детритуса, вероятно, преимущественно брахиоподового, с очень редкими обломочками иглокожих (?) и мелкими ромбоэдрами доломита (рис. 7).

Рис. 6. Фораминиферовый известняк визейского яруса. Турлан. 1 николь. × 32.

Часто встречаются также и смешанные разности известняков: криноидно-детритусовые, криноидно-мшанковые, фораминиферо-детритусовые, гастроподово-водорослевые, водоросле-фораминиферо-детритусовые.

Осадки описанных пяти типов могли отложиться на небольших глубинах (до 100 м). На это указывают заключенные в них биоценозы. Самыми мелководными являются водорослевые известняки, так как водоросли обитают на глубинах не более 50 м. Обилие детритусового материала, нечеткая слоистость и следы взмучивания говорят о сильных движениях водной среды.

Рис. 7. Детритусовый тонкослоистый известняк с члениками криноидей. Фаменский ярус. Керн. Миргалимсай. Нат. вел.

К подгруппе А относятся также известняки с ветвисто-узловатой текстурой, с «ходами» роющих организмов. На относительно темном фоне основной массы выделяются более светлые пятна или стяжения неправильной, причудливой формы, окруженные ветвистым узором червеобразных «ходов», четко выделяющихся в окружающей породе. В пределах участков, изрытых ходами, фауна раздроблена на мелкие и мельчайшие обломки; на участках же, не тронутых ходами, в тех же известняках встречаются целые раковины *Camarothoechia*, *Cyrtospirifer*, *Euomphalus*, членики криноидей и др. Изучение прозрачных шлифов показывает, что темные участки

слагаются тонкозернистым карбонатом с размером частиц от 0,01 до 0,05 мм. Более темная окраска обусловлена, повидимому, тонкорассеянным органическим веществом. На этих участках встречаются обломки раковин брахиопод и членики морских лилий. Карбонатный материал, заполняющий ходы, более грубый. Он состоит из комочков нечеткой округлой формы размером от 0,1 до 0,2 мм, сложенных пелитоморфным кальцитом, и мелкого детритуса без следов окатывания. Цементом служат светлые прозрачные зерна кальцита неправильной формы, среди которых, как показало прокрашивание, встречаются ромбоэдры доломита.

Как видно, в образовании известняков этого типа большую роль играли роющие организмы, ползавшие по дну и зарывавшиеся в ил. Грубый комковатый материал, заполняющий ходы, вероятно, копролитового происхождения. Четкие границы ходов с окружающей породой указывают на то, что последняя во время образования ходов была уже несколько уплотнена. Подтверждением такого предположения может являться также то обстоятельство, что доломитообразование захватывает известковый материал, слагающий лишь внутреннюю часть ходов. Там, вероятно, был еще рыхлый осадок, легко пропитывавшийся иловыми водами. Известняки с ходами роющих животных образуют слои мощностью от первых метров до 15—20 м. Они очень распространены в фаменском ярусе, в нижнекаменноугольных же отложениях встречаются редко.

Данный литогенетический тип является как бы связующим звеном между группой биоморфно-детритусовых пород и группой пород обломочных, оолитовых и псевдооолитовых.

Б. Обломочные, псевдооолитовые и оолитовые известняки

Эти породы широко распространены в верхнем девоне и в нижнем карбоне. Мы объединяем в них три литогенетических типа известняков, отличающихся по морфологическим признакам, но связанных между собой постепенными переходами.

Микрообломочные известняки внешне иногда напоминают песчаники, но чаще обломочная текстура обнаруживается только под микроскопом. Текстура таких пород чаще всего слоистая. Под микроскопом видно, что порода состоит из карбонатных обломков 0,1—0,5 и до 5 мм, частью окатанных. Очертания их очень четкие, иногда они как бы обведены более темным контуром. Неравномерная зернистость характерна для этого типа пород; некоторые разности их микрослоисты. Часто обломки сохраняют следы органогенного происхождения (обломки иглокожих, шипы брахиопод). Ясно видна грануляция таких обломков, начинающаяся обычно с периферии, при которой первичная структура уничтожается и превращается в микрозернистую.

Среди явных обломков организмов встречаются обломки известняка и сгустки карбоната с неясными контурами. Сферические и овальные тельца, окруженные оболочкой (псевдооолиты), встречаются в небольшом количестве — до 5—6%. Присутствует обломочный кварц. Цемент чаще яснокристаллический, кальцитовый.

Псевдооолитовые известняки морфологически очень близки к предыдущему типу. Нередко встречаются переходные разности. Под микроскопом видно, что известняки состоят из телец округлой или овальной формы размером от 0,1 до 1,0—3,0 мм. В пределах слоя размер зерен колеблется мало. В известняках нередко наблюдается ритмическая слоистость, т. е. чередование слойков, отличающихся по структуре. Остатки фауны редки — это, обычно, обломки иглокожих и гастропод, шипы брахиопод. Встречаются ходы роющих и сверлящих организмов. Кроме

фауны, содержатся остатки онколитов в количестве до 80% породы. Микроструктура их сохраняется очень плохо.

Среди остальной части телец выделяются две разновидности: 1) тельца с нечеткими, расплывчатыми очертаниями; 2) тельца с четкими контурами округлой и овальной формы, иногда как бы окатанные, обладающие порой одной оболочкой. Присутствуют редкие окатанные обломки фауны с каемочкой грануляции. Тельца состоят из микрозернистого и пелитоморфного кальцита, цемент же — из более крупнозернистого карбоната, иногда с мелкими ромбоэдрами доломита. Эти ромбоэдры рассеяны по всей массе цемента и образуют скопления вокруг отдельных телец.

Мы применяем термин «псевдооолитовый», предложенный В. П Батуриным (1930) и употребляемый также М. С. Швецовым (1948), для наших телец сферической и овальной формы, в связи с их морфологическим сходством с оолитами. Вполне возможно, что часть из них могла представлять в первичном осадке оолиты, потерявшие свое концентрическое строение при диагенезе в результате грануляции. Часть из них, имеющая одну оболочку, может представлять «зачаточные оолиты», тем более что среди них встречаются также настоящие оолиты с 4—5 оболочками. В шлифах, взятых из одного и того же слоя на незначительном расстоянии, обнаруживается то псевдооолитовый, то собственно оолитовый типы пород.

Существенная часть псевдооолитов может принадлежать к онколитам или образоваться в результате окатывания сгустков карбоната копролитового происхождения. На возможность такого генезиса указывает наблюдавшаяся иногда приуроченность этого типа пород к участкам, сложенным известняками с ходами роющих организмов, и большое сходство с копролитовыми образованиями, описанными И. В. Хворовой (1948).

Оолитовые известняки сложены на 70—80% оолитами, тельцами сферической и овальной формы размером от 0,2 до 1—2 мм, отличающимися концентрической структурой, которая выражена не всегда достаточно отчетливо. Число оболочек редко превосходит 4—5. Часть оолитов не содержит видимых в шлифе ядер, но иногда в центре оолита можно наблюдать обломок иглокожего или сферическую фораминиферу. Концентрические оболочки слагаются из тонкозернистого и пелитоморфного кальцита. Толщина оболочек 0,05—0,1 мм; нередко можно встретить 2—3 оолита, окруженные общей оболочкой. Радиально-лучистое строение отсутствует.

По вопросу об условиях образования карбонатных оолитов существуют две противоположные точки зрения. Согласно первой, поддержанной А. Н. Заварицким (1927), необходимым условием для возникновения оолитовой текстуры является большая гидродинамическая активность вод. Те движения воды, которыми как бы навивались карбонатные оболочки, одновременно окатывали обломки фауны и кусочки ила. Эту точку зрения поддерживают многие советские литологи, изучавшие генезис карбонатных пород (М. С. Швецов, Г. И. Теодорович).

Согласно второй точке зрения, оолиты могут образоваться в спокойной обстановке. Такие оолиты были получены в лабораторных условиях и описаны Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьевым (1937).

Многочисленные наблюдения над условиями залегания слоев, содержащих оолиты, позволяют нам сделать несколько иные выводы. Нередко слойки, содержащие оолиты, чередуются со слойками, сложенными пелитоморфным осадком. Эти слойки местами бывают размыты и тогда на поверхностях микроразмывов, в углублениях, мы находим окатанные обломочки карбоната и оолита. Кроме того, отмечалось, что оолиты встречаются совместно с окатанными обломочками фауны и онколитами (рис. 4).

Повидимому, оолиты могли образоваться в спокойной обстановке на дне водоема в иловых водах в процессе диагенеза. Неоднократно наблюдается несколько оолитов или онколитов, окруженных общей оболочкой концентрического строения. Совместное нахождение оолитов и окатанных обломков вовсе не говорит об одновременности процесса нанивания оболочек и окатывания обломков. Слойки, содержащие оолиты и окатанные обломочки, образовались в результате мелких локальных размывов.

В. Тонкодетритусовые (шламовые) и пелитоморфные известняки

К этой подгруппе относятся очень тонкозернистые и пелитоморфные известняки, часто тонкослоистые, бедные определимыми органическими остатками. По содержанию в них детритусового материала мы выделяем два типа: тонкодетритусовый и пелитоморфный.

Тонкодетритусовые слоистые известняки тонкозернисты, состоят из мельчайших (0,01—0,05 мм) обломочков неопределимого органического детритуса, более темных, чем цемент, с примесью вполне определимых обломочков иглокожих, игол продуктусов и иногда мелких примитивных фораминифер. Цементом является тонкозернистый кальцит. Известняки содержат

Рис. 8. Известняк полосчатый. Фаменский ярус. Байджансай. Уменьш. в 1,5 раза.

Рис. 9. Слоистый известняк с прожилками кальцита. Фаменский ярус. Миргалимсай. Нат. вел.

незначительную примесь глинистых частиц и мелких (0,05—0,1 мм) зерен кварца, как неправильной остроугольной формы, так и в виде идиоморфных кристалликов. Иногда кварц образует псевдоморфозы, главным образом по иглам продуктусов (рис. 2). Встречаются рассеянные мелкие ромбоэдры доломита.

Пелитоморфные известняки характеризуются редкой фауной и тонкой горизонтальной слоистостью (рис. 8 и 9), обусловленной чередованием

слойков, окрашенных обычно в серый и светлосерый цвет, иногда с желтоватым или розоватым оттенком. Структура известняков пелитоморфная и тонкозернистая. Иногда наблюдаются тонкие розовые мергельные прослоечки. Фауна в известняках этого типа встречается редко и обычно приурочена именно к таким прослоечкам. Фауна бедна видами; чаще всего встречаются мелкие раковины *Camarothoechia*. Мощность известняков этого типа измеряется от единиц до 10—15 м.

На площади развития этих пород наблюдаются переходы, с одной стороны, к породам псевдооолитового типа, с другой — к мергелям. Переход к мергелям осуществляется постепенно при увеличении количества и мощности мергельных слойков.

Под микроскопом заметна примесь неопределимого детритуса, представленного зернами кальцита размером от 0,01 до 0,1 мм неправильной формы; редко встречаются мелкие ромбоэдры доломита. Иногда можно наблюдать микрослоистость, обусловленную чередованием слойков с пелитоморфной структурой и слойков тонкозернистого, более прозрачного кальцита.

Частицы кальцита в известняках обоих описанных типов могут образоваться движениями воды, а также работой хищных животных. В мелководных участках моря раковины обычно интенсивно раздроблены и превращены в более или менее крупный детритус или растерты в тонкий и тончайший порошок. Как пишет Н. М. Страхов (1951), «наиболее тонкозернистый алеврито-пелитовый детритусовый, карбонатный материал взмучивался и движениями воды выбрасывался в более внутренние и глубокие части моря. Несомненно, что в зоне взмучивания весьма интенсивно протекали и процессы химического осаждения карбонатов. Но образующиеся при этом мельчайшие кристаллы $CaCO_3$ лишь в виде исключения в западинах дна могут накапливаться в пределах зоны взмучивания; подавляющее же большинство их вместе с тонкодетритусовым материалом выбрасывалось за пределы зоны взмучивания, в более открытую и глубокую часть моря». Органический мир на илистом грунте был очень беден. Тонкая слоистость осадка здесь хорошо сохраняется, так как на этих глубинах волнения уже не достигают дна и не разрушают осадка.

Таким образом, описанные известняки представляют более глубоководные осадки, нежели известняки первых двух подгрупп; кальцит в них частично образовался химическим путем, частично — биогенным. Химический состав известняков представлен в табл. 2.

Группа II. Доломитовые породы

В верхнедевонской и нижнекаменноугольной карбонатной толще Кара-тау нами установлены три группы доломитовых пород:

А) Доломитовые породы, образовавшиеся в процессе седиментогенеза (первичные доломиты).

Б) Доломитовые породы, образовавшиеся в процессе диагенеза осадка — доломиты диагенетические.

В) Доломитовые породы, на формирование которых повлияли в значительной степени процессы эпигенеза.

Доломиты первичные

Тонкослоистые, тонкозернистые и пелитоморфные доловитовые породы распространены в фамене и в турне. Слоистость у них чрезвычайно тонкая, горизонтальная, слабо волнистая или косоволнистая (рис. 10), часто со срезанием одной серии слойков другой серией и со следами взму-

Таблица 2

Химический состав известняков (в %)

Район	Геол. возраст	Тип породы	Нераств. остаток	MnO	FeO	Кальцит	Доломит
Центральный Кара-Тау:							
Кызылата	Фаменский ярус	Водорослевый	6,00	0,01	—	89,17	4,48
»		Брахиоподовый	4,23	0,01	—	92,03	2,43
»		Псевдоолитовый	3,92	0,02	—	91,07	3,19
Бир-Есек		Криноидный	11,12	0,05	0,08	84,99	3,70
»		Брахиоподовый	8,69	0,09	—	82,39	6,20
»		Пелитоморфно-детритусовый	6,18	0,05	0,32	81,99	9,23
Таутума		Микрообломочный	1,21	0,02	—	91,99	7,75
Кара-булак		Мшанковый	12,64	0,01	—	79,60	7,37
»		Брахиоподовый	5,25	0,04	—	80,18	14,39
Турлан	Визе	Пелитоморфно-детритусовый	1,65	0,10	—	95,49	3,16
Байджансай:							
Бозбутак	Фаменский ярус	Псевдооолитово-микрообломочный	1,94	0,01	—	88,79	9,86
Дарбаза		Криноидно-детритусовый	1,88	0,10	0,5	90,80	5,16
Пятилетка		Пелитоморфно-детритусовый	0,69	0,07	0,3	92,40	4,79
Кожебек		Узловато-ветвистый	5,50	0,07	0,06	85,19	8,41
»		Пелитоморфный	4,88	0,10	0,12	88,80	5,9

чивания и передвигания полузатвердевших слойков вдоль трещин. Цвет этих пород пепельно-серый, светлосерый и почти белый, реже темносерый.

Зерна доломита имеют неправильную форму. В самых тонких разновидностях зерна—0,01 мм и не превышают 0,03 мм, в более крупных достигают 0,08 мм. Характерна чрезвычайно однородная величина зерен.

Породы этого типа встречаются довольно часто в верхах фаменского яруса и еще чаще в низах турне в Центральном Кара-тау и в Байджансайском районе (кызылсанская фация). Мощность слоев измеряется единицами и десятками метров, протяженность их довольно значительная. Данные химических анализов говорят о большой выдержанности состава и высоком содержании $MgCO_3$ (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав доломитов (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	FeO	Кальцит	Доломит
Аксерке	Фаменский ярус	1,09	0,37	—	—	99,02
Турлан	Турне	2,07	0,54	—	0,9	96,64
Бозбутак	Фаменский ярус	0,48	0,51	0,48	—	99,22
»		1,06	0,95	1,04	—	98,102
Ирек-тау		0,31	0,58	0,68	0,7	97,38

Тонкослоистые доломиты с редкой фауной тесно связаны с доломитами предыдущего типа и встречаются совместно с ними в переслаивании, или же переходят друг в друга по простиранию. Они характеризуются почти всеми упомянутыми выше литологическими признаками, отличаясь только наличием фаунистических остатков, очень скудных и однообразных,

и незначительной мощностью прослоев (доли метра, первые метры). Органические остатки — редкие, чрезвычайно мелкие раковины *Camarothoechia turanica* R o m., единичный коралл *Nicolsoniella* и членики морских лилий наблюдались в разрезах Аксерке, Кызылата и Джангильчик. Как отмечает А. И. Золкина, раковины *Camarothoechia* представляют взрослые формы вида, широко распространенного в известняках нескольких горизонтов фаменского яруса в Центральном Кара-тау, где они слагают целые банки. В доломитах встречены лишь немногие, очень мелкие формы, имеющие угнетенный облик. Членики криноидей встречаются как одиночно, так и в виде скоплений. При прокрашивании пришлифовок из этих пород в растворе азотнокислой меди членики криноидей не прокрашиваются вовсе. В доломитах криноидеи не прокрашиваются химическими чернилами, в то время как в криноидных известняках членики криноидей прокрашиваются прекрасно. В криноидных доломитах членики криноидей заполнены крупными кристалликами доломита (рис. 11 и 12),

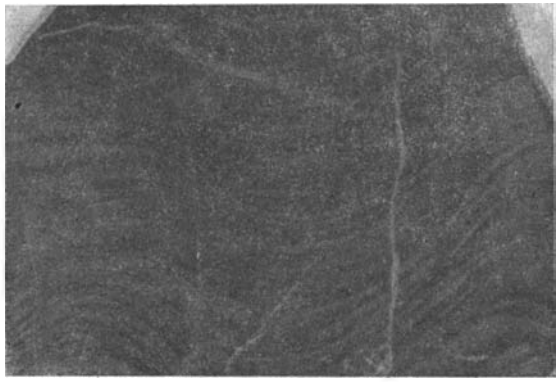


Рис. 10. Доломит с косоволнистой слоистостью. Турнейский ярус, р. Контаги. Нат. вел.

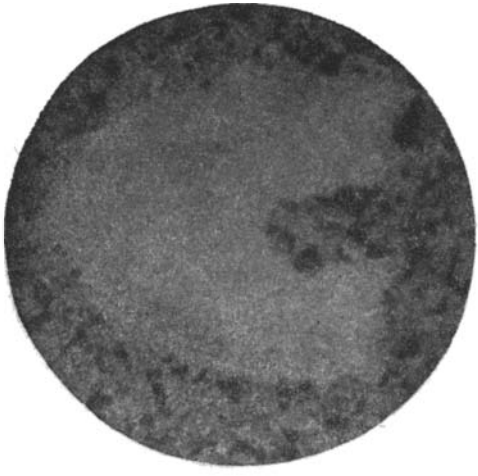


Рис. 11. Членик криноидеи — монокристалл доломита в доломитовой породе. Фаменский ярус. Миргалимсай. Николи+. × 64.

Рис. 12. Членик криноидеи, замещенный кристаллами доломита в доломитовой породе. Миргалимсай. 1 николь. × 64.

которые гаснут одновременно. Очень интересно отметить, что некоторые членики сохранили характерную для иглокожих сетчатую структуру. Химический анализ члеников криноидного доломита показал содержание: доломита — 98,362%, кальцита — 0,00%, нерастворимого остатка — 1,06%, MnO—0,05%, FeO — 0,1%.

Сгустковые и псевдооолитовые доломиты с реликтами синезеленых водорослей тоже тонкослоистые. Внешне они зернистые, песчаниковид-

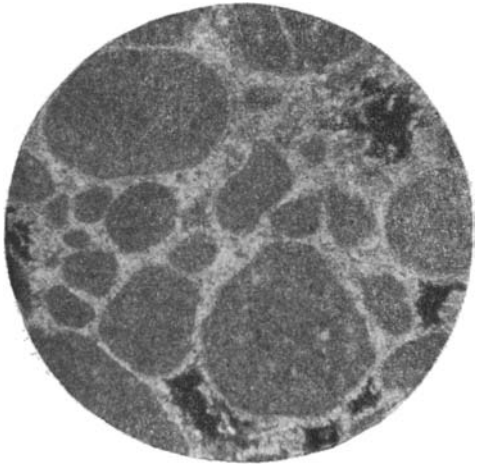


Рис. 13. Доломит псевдооолитовый (водорослевый). Фаменский ярус. Миргалимсай. Черное — галенит. 1 николь. × 32.

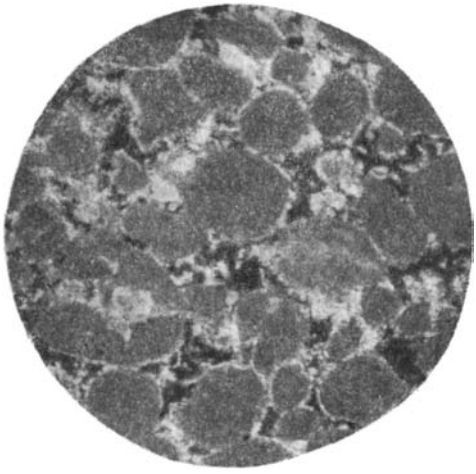


Рис. 14. Доломит псевдооолитовый. Фаменский ярус. Миргалимсай. Черное — галенит. 1 николь. × 32.

ные и тесно связаны с пелитоморфными доломитами, переслаиваясь с ними часто ритмически. Под микроскопом порода состоит на 60—70%

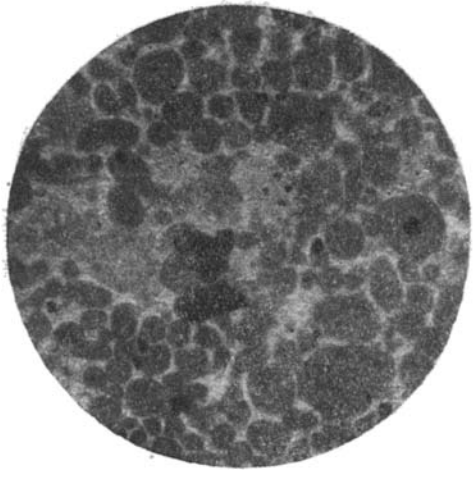


Рис. 15. Доломит псевдооолитовый. Фаменский ярус. Миргалимсай. Черное — галенит. 1 николь. × 32.

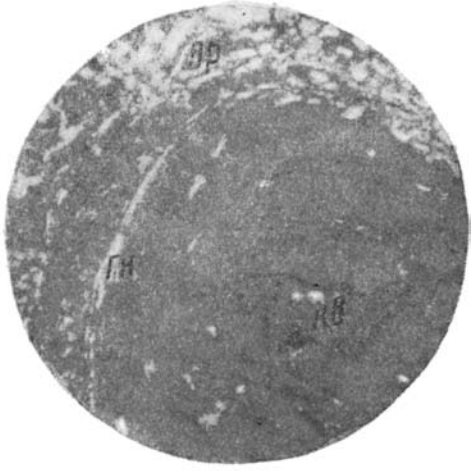


Рис. 16. Оолит доломитовый. Фаменский ярус. Миргалимсай. Серое — доломит; белое — пирит и галенит, черное — кварц. Отраженный свет.

из сгустков и телец округлой и овальной формы с четкими границами. Тельца сложены обычно тонкозернистым и пелитоморфным доломитом. Иногда тельца обнаруживают водорослевую структуру (рис. 13), но чаще эта структура сохраняется плохо (рис. 14 и 15). Некоторые тельца пред-

ставляют оолиты, возможно, потерявшие свое первичное концентрическое строение. Размер телец колеблется от 0,1 до 1,0 мм. Цемент обычно базальный, редко первичный, часто замещается баритом, кварцем и сульфидами (рис. 16).

Полосчатые или ленточные доломиты образованы тонкими и тончайшими разно окрашенными слойками. Тонкая полосчатость, подчеркиваемая скоплением углистого вещества на поверхностях наслоения, характерна для доломитовых пород турланского и рудничного горизонтов в Центральном Кара-тау (Ачисай). Такие слои, но меньшей мощности, встречены нами и в других разрезах нижнего турне. Границы раздела между слойками имеют извилистую форму, напоминающую сутурные линии. Сутурные поверхности покрыты тонкой глинистой пленкой, иногда с примесью углистого вещества. В других, довольно редких случаях полосчатость обусловлена чередованием доломитового и известкового осадка. В доломитах кызылсанской фации на горе Ирек-тау (Байджансайский район) имеет место чередование слойков доломита и анкерита. Последний, окисляясь, дает полосы гидрогетита на плоскостях выветривания.

Доломиты диагенетические

Среди доломитов диагенетических, отличающихся весьма различной степенью доломитности, выделяются: а) доломитовые известняки (доломитность от 20 до 50%); б) собственно доломитовые породы (доломитность от 50 до 100%), «узорчатые» и известковистые доломиты.

Доломитовые известняки макроскопически сохраняют все текстурные и структурные особенности нормальных известняков. Опробование 5% HCl в поле позволяет подметить в этих породах слабые признаки доломитности.

Доломитовые породы с повышенной доломитностью (собственно доломитовые породы) образуют линзы очень разнообразной величины и причудливых очертаний: они то раздуваются, давая сплошные доломитовые разрезы, то выклиниваются просто, или вилообразно, или веерообразно. Эти линзы имеют иногда протяженность до нескольких километров и нередко выклиниваются через десятки метров. Мощность их иногда достигает 150—200 м (рис. 17). Состав доломитовых пород также очень неоднороден. В них наблюдаются самой разнообразной величины и формы пятна с меньшей степенью доломитности вплоть до слабо доломитовых известняков. По периферии линз также наблюдаются очень постепенные переходы к слабо доломитовым известнякам; среди последних на разных уровнях наблюдаются пятна и линзы с неясными очертаниями сильно доломитовых пород.

Доломитовые известняки обычно серые и темносерые, слоистость их плохо выражена. У них нередко наблюдаются все те текстурные и структурные особенности, которые выделены у известняков. Пятнистость пород этого типа, пожалуй, самый характерный для них признак. Она обусловлена, с одной стороны, растворением органических остатков, от которых остаются часто только неясные пятна, с другой — скоплениями кристаллов доломита. Пятна имеют величину от долей миллиметра до нескольких сантиметров, а иногда и больше.

Под микроскопом видна более или менее сохранившаяся биоморфная и детритусовая текстура. Кристаллы доломита ромбической, неправильноромбической, изометрической и многоугольной формы; они бывают рассеяны по всей площади шлифа или же образуют скопления разнообразной величины и формы. Характерно, что при более слабой доломитизации (20—30%) кристаллы доломита рассеяны среди пелитоморфного или

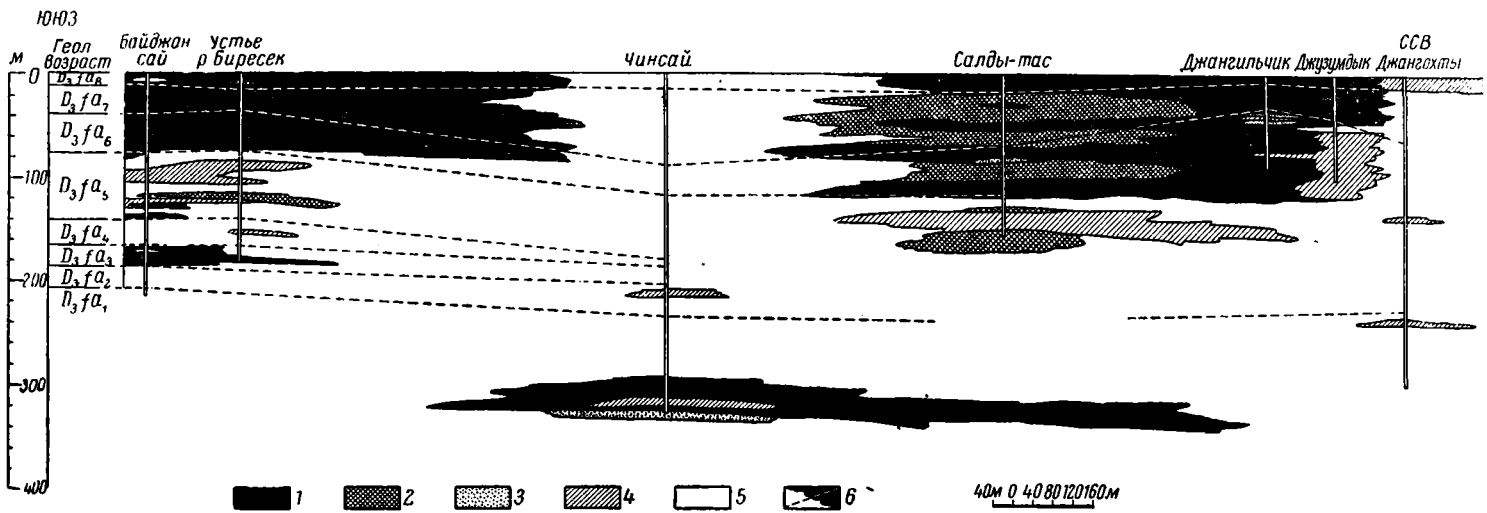


Рис. 17. Распределение известняков и доломитов в фаменских отложениях на профиле вдоль долины р. Бир-Есек.

1 — доломиты (содержание доломита > 95 %); *2* — доломиты известковистые (содержание доломита от 80 до 95 %); *3* — доломиты известковые (содержание доломита от 50 до 80 %); *4* — известняки доломитовые (содержание доломита от 20 до 50 %); *5* — известняки (содержание доломита < 20 %); *6* — границы пачек.

мелкозернистого кальцита. При более высоком содержании доломита (30—50%) кристаллы его заполняют все промежутки между органическими остатками, врезаясь в последние сперва с периферических частей, затем из центральных (например, заполнение канала членика криноидеи). Чем выше доломитность известняка, тем больше органические остатки замещаются кристаллами доломита. Различные стадии такого замещения мы наблюдали неоднократно на члениках криноидей, скелетных остатках брахиопод и обломках кораллов, мшанок и других организмов. Интересно отметить, что членики криноидей замещаются в последнюю очередь. Кристаллы доломита иногда даже в одном шлифе имеют различную величину (от 0,02 до 0,5 мм), бесцветны, но чаще обнаруживают буроватый оттенок, обусловленный, возможно, тонкою рассеянным органическим веществом. Кристаллы кварца замещают кальцит в скелетах организмов, иногда образуют ромбоэдры — псевдоморфозы по доломиту. Таким образом, кристаллы кварца могли образоваться частью одновременно с кристаллами доломита, частью несколько позже, частично в стадию диагенеза, но скорее в литифицированной породе — в стадию эпигенеза.

Доломитовые известняки с пятнистой, сгустковой и псевдооолитовой текстурами также мало отличаются (как в штуфе, так и в прозрачном шлифе) от аналогичных им нормальных известняков. Единичные кристаллики доломита в первую очередь выделяются в пелитоморфном кальцитовом цементе, затем они образуют скопления вокруг сгустков и псевдооолитов, потом замещают всю массу цемента и в последнюю очередь замещают известковые псевдооолиты. Пятнистость в этих породах также связана с неполной доломитизацией замещения (табл. 4).

Таблица 4

Химический состав доломитовых известняков 1-го типа группы II (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	FeO	Кальцит	Доломит
Центральный Кара-тау:						
Аксерке	Фаменский ярус	2,84	0,21	0,56	51,95	43,53
»		2,34	0,15	—	51,36	46,47
Таутума		4,55	—	—	68,97	24,72
»		0,56	—	—	79,38	21,39
Кызылата		15,71	—	—	37,28	44,09
»		5,82	—	—	65,37	25,20
Бир-Есек	Турне	22,49	0,08	—	47,73	27,13
»		5,15	0,30	—	64,57	29,51
Турлан	Визе	14,78	0,051	—	59,37	24,35
Кара-булак	Фаменский ярус	15,08	—	—	61,88	21,76
Байджансай:						
Ирек-тау		1,35	0,074	0,72	64,55	33,95
»		8,78	0,04	0,96	57,96	32,09
Бозбутак		1,08	0,04	0,40	67,16	31,72
Пятилетка		1,38	2,06	1,36	47,96	45,73
Дарбаза		20,92	0,30	1,52	28,76	46,10
»		7,06	0,47	0,64	60,96	28,79

«Узорчатые» доломиты с незавершенной доломитизацией и неравномернозернистые доломиты с завершенной доломитизацией представляют собой темносерые массивные породы. Характерная «узорчатая» текстура выражена переплетением участков прихотливой формы, сложенных кальцитом и доломитом. Такая текстура напоминает сложный узор, рельефно выступающий на пришлифованной поверхности породы при травлении

слабой HCl, или еще ярче при прокрашивании раствором азотнокислой меди. Доломитность в этих породах колеблется в пределах от 50 до 90% (табл. 5). Такого рода текстура обусловлена незавершенной доломитизацией и представляет первично-известковистые доломиты.

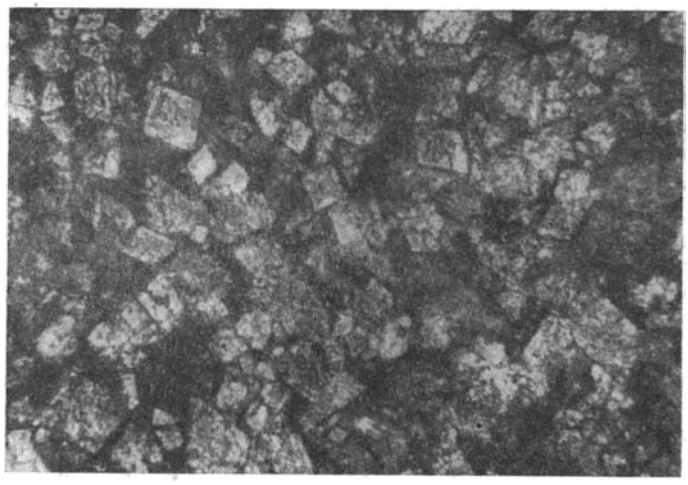


Рис. 18. Доломит известковистый среднезернистый. Фаменский ярус, р. Бир-Есек. Центр. Кара-тау. Черное — прокрашенный кальцит. 1 николь. × 32.

Под микроскопом узорчатый доломит состоит из кристаллов доломита и кальцита разнообразной величины и формы. Размеры кристаллов доломита варьируют в пределах от 0,02 до 0,3 мм, форма их ромбоэдрическая, неправильно-ромбоэдрическая, изометрическая, реже многоугольная (рис. 18). Окраска зерен светлобурая, реже встречаются прозрачные и зонарные кристаллы, обычно с более прозрачной внешней зоной. Встречаются редкие кристаллы или агрегаты кварца, пирита и псевдоморфозы гидрогетита по пириту. Крупно- и среднезернистый кальцит обычно слагает остатки организмов, главным образом криноидей, реже брахиопод, кораллов и мшанок. При более завершенной доломитизации замещения в неравномернозернистых породах иногда видно, что реликты организмов сложены более мелкозернистым доломитом, нежели цемент. Выделяются, например, доломитовые породы с реликтово-псевдооолитовой текстурой. Относительно более крупнозернистый доломит ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических очертаний образуется тогда в промежутках между реликтами и по их периферии.

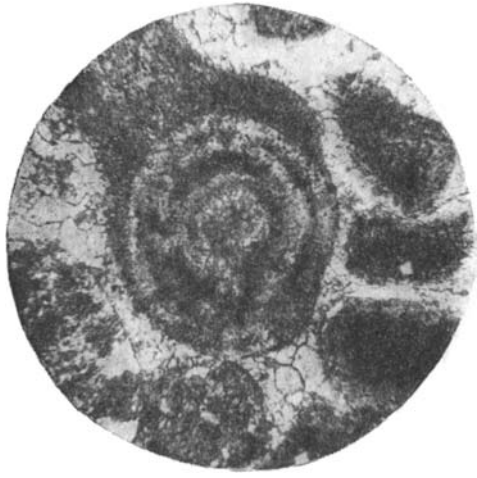


Рис. 19. Оолитовый доломит. Турнейский ярус. Центр. Кара-тау. 1 николь. × 64.

Оолитовые доломиты (рис. 19) мы относим к диагенетическим образованиям.

Таблица 5

Химический состав известковистых доломитов (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	FeO	Кальцит	Доломит
Центральный Кара-тау:						
Аксерке	Фаменский ярус	2,99	0,13	—	23,43	65,27
»		7,6	0,37	—	28,74	62,70
Таутума	Турне	1,8	0,11	—	8,14	86,38
		6,5	0,37	—	19,32	71,93
Кызылата		7,3	0,58	—	2,67	87,41
Бир-Есек		14,25	0,50	1,74	0,12	82,25
»		5,96	0,31	0,96	11,58	78,20
»		3,77	0,28	—	31,32	61,63
Байджансай:						
Ирек-тау	Фаменский ярус	6,27	0,18	1,68	0,62	87,78
Бозбутак		4,97	0,11	1,04	5,65	87,17
Байджансай		10,16	0,28	0,88	27,14	59,74
»		11,83	0,40	1,6	2,12	79,69
»		6,54	0,48	1,68	5,32	84,09
Дарбаза		23,36	0,29	2,24	8,14	63,07
»		15,02	0,41	0,88	20,94	60,12

Эпигенетические доломиты

К этой группе пород мы относим условно вторичные доломиты перекристаллизации или так называемые в Кара-тау «искристые доломиты», темносерые, иногда почти черного цвета, очень крепкие, с характерным искристым блеском на изломе (табл. 6). Под микроскопом видно, что

Таблица 6

Химический состав доломитов (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	FeO	Кальцит	Доломит
Центральный Кара-тау:						
Аскерке	Турне	1,45	0,51	0,4	1,08	97,74
Таутама		1,12	0,58	—	—	98,23
Кызылата		0,72	0,38	0,07	—	98,67
»		0,78	0,51	—	—	97,99
Бир-Есек		0,64	0,34	—	—	99,22
Байджансай:						
Кожебек	Фаменский ярус	1,61	0,54	0,07	—	97,51

они состоят из зерен доломита с изометрической и лапчатой формой, образующих характерную торцовую и мозаичную текстуру. Структура — от мелко- и среднезернистой до крупнозернистой. Вторичная перекристаллизация уничтожает первичное строение, но местами сохранились реликтовые микрообломочные и псевдооолитовые текстуры. Среди крупнозернистого агрегата, состоящего из кристаллов доломита изометрической и лапчатой формы с торцовой текстурой, как бы просвечивают темные контуры телец овальной и сферической формы. Перекристаллизация захватывает обычно доломиты замещения, причем увеличивается размер кристаллов и, как правило, исчезает их первично-ромбоэдрическая форма. Границы цемента и включений совершенно стираются. При

перекристаллизации между гранями соприкасающихся кристаллов часто остаются зазоры или «поры». Эти поры бывают выполнены доломитом, кальцитом, кварцем или баритом.

Искристые доломиты мы относим к группе пород эпигенетических чисто условно. С равным правом их можно было бы назвать породами метаморфизованными. Искристые доломиты, как показало изучение реликтовых текстур, представляют собой перекристаллизованные первичные или диагенетические доломиты.

К собственно эпигенетическим образованиям могут быть отнесены только жильные и линзообразные тела, сложенные крупнокристаллическим доломитом, секущие пласты известняков и доломитовых известняков и образующие с ними резкие контакты. Таковы, например, доломиты турнейского яруса на Бельмазарском плато у Ачисая. Они отличаются от окружающих пород более светлой окраской. Кристаллы доломита в этих породах являются новообразованными. Объем этих тел по отношению к общей массе доломитовых пород Кара-тау совершенно ничтожен.

Группа III. Типы смешанных терригенно-карбонатных пород

В группе смешанных терригенно-карбонатных пород мы выделяем шесть типов:

1. Глинистые известняки — содержат нерастворимый остаток с величиной частиц, не превышающей 0,01 мм, в количестве от 5 до 25%.

1. Мергели известковые или доломитовые — содержат нерастворимый остаток с величиной частиц, не превышающей 0,02—0,01 мм, в количестве от 25 до 50%.

3. Алевритовые доломиты. Количество терригенных нерастворимых частиц размером от 0,01 до 0,1 мм колеблется в пределах от 5 до 50%.

4. Алевролиты доломитовые и известковые — содержат нерастворимый остаток с величиной обломочных частиц от 0,01 до 0,1 мм, в количестве от 50 до 80%.

5. Известняки песчанистые — содержат нерастворимый остаток с величиной обломочных частиц от 0,1 до 0,3 мм, в количестве от 5 до 50%.

6. Песчаники известковистые — содержат нерастворимый остаток с величиной обломочных частиц от 0,1 до 0,2 мм, в количестве от 50 до 80%.

Глинистые известняки

Глинистыми могут быть известняки брахиоподовые, криноидные, водорослевые, обломочные и т. д. (табл. 7). Глинистый материал наблюдается в виде характерных послойных примазок; он заполняет углубления на неровных поверхностях слоев известняка, как бы подчеркивая слоистость породы. Кроме того, он распределяется в виде участков неправильной формы в карбонатном материале, обусловливая до некоторой степени пятнистость породы. Цвет таких мергельных примазок красноватый, сиреневый, желтовато-бурый от примеси гидрогетита.

Мергели

Мергели тонкослоистые и микрослоистые, листоватые, темносерые, иногда почти черные (табл. 8). На выветрелой поверхности они очень сильно осветляются. Изредка наблюдаются слойки, обогащенные алевритовым материалом. Зерна кварца алевритовой размерности присутствуют в мергелях в виде очень незначительной примеси. Поверхности наслоения гладкие. Фауна присутствует далеко не всегда. Часто встречаются кар-

Таблица 7

Химический состав глинистых известняков (в %)

Район	Геол. возраст	Преобладающая группа органических остатков	Нераств. остаток	MnO	FeO	R_2O_3	Кальцит	Доломит
Бир-Есек	Фаменский ярус	Брахиоподы, гастроподы	16,24	0,06	—	0,8	77,41	5,5
»		Криноидеи, одиночные кораллы	14,5	0,07	—	—	77,19	6,6
»		Брахиоподы	13,08	0,05	—	—	80,05	3,6
Кара-булак		Водоросли	20,51	—	—	—	66,58	11,8
»		Гастроподы	21,34	0,14	—	—	67,68	10,17
»		Брахиоподы	19,42	—	—	—	70,80	9,95
»		Брахиоподы, криноидеи	21,40	—	—	—	65,78	11,07
Байджансай		Неопределимый детритус и сферические фораминиферы	15,48	0,392	1,2	—	66,19	14,39

Таблица 8

Химический состав мергелей (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	R_2O_3	MnO	Кальцит	Доломит
Бир-Есек	Фаменский ярус	23,49	—	0,037	47,73	27,13
»		26,46	—	0,04	60,79	9,60
Торкора		35,5	0,32	—	52,54	2,54
»		28,68	1,64	—	65,46	2,77
Кара-булак . . .		44,13	—	—	32,89	19,53
» . . .		33,43	—	0,10	50,89	13,08
» . . .		38,42	—	—	47,44	9,86
» . . .		29,86	—	0,05	54,30	12,00

бонатные конкреции. По характеру фауны и по наличию или отсутствию карбонатных конкреций тип мергелей можно разделить на два подтипа:

а) Мергели с тонкими прослойками, переполненные однообразной фауной мелких спириферов, продуктусов и камаротехий. Фауна образует скопления, как бы банки, которые выглядят как прослойки биоморфного глинистого известняка среди мергелей; встречаются также рассеянные мелкие обломки игол продуктусов.

б) Мергели тонкоплитчатые, поверхности плиток ровные и слабо волнистые. Фауна встречается очень редко и представлена только раковинами *Lingula*. Содержат многочисленные овальные и плоские карбонатные конкреции, размером от 1 до 15 см. Некоторые конкреции имеют концентрически-скорлуповатое строение. Внутренняя полость их изредка бывает заполнена мергелистым материалом или гидрогетитом. Конкреции встречаются в виде плотных скоплений. Местами конкреции то редко рассеяны, то переполняют слой, то сливаются друг с другом и образуют пояски мощностью в 1,0—4,0 см.

В пределах одного горизонта нередко встречаются оба подтипа мергелей. Так, в нижней части горизонта залегают слои мергелей с конкрециями и с редкой фауной *Lingula*; выше они сменяются мергелями с однообразной мелкой морской фауной.

Породы, содержащие более 50% глинистого материала, встречаются сравнительно редко.

Алевритовые доломиты

Алевритовые доломиты обычно тонкозернистые, тонкослоистые, серых, светлосерых, розоватых и желтоватых тонов. Главную массу карбонатов составляет доломит (табл. 9), в подчиненных количествах наблюдаются кальцит и анкерит. Количество терригенной алевритовой примеси колеблется от 5 до 50%. Среди терригенных материалов преобладает кварц, встречаются в значительных количествах обломочки вулканического стекла, полевые шпаты, из второстепенных минералов отмечены: серицит, мусковит, биотит, хлорит, турмалин, циркон, пирит, гидрогетит. Текстура породы тонкослоистая, поверхности слойков горизонтальные и слабо волнистые.

Таблица 9

Химический состав алевритовых доломитов (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	Fe_2O_3	Кальцит	Доломит
Ирек-тау	Фаменский ярус	24,96	0,05	2,03	13,60	61,60
»		18,05	0,07	1,76	—	79,60
»		18,18	0,08	1,84	4,718	75,62

Остановимся на некоторых минералах.

Под микроскопом видно, что доломит имеет пелитоморфную, но чаще тонкозернистую структуру; размер зерен 0,02—0,05 мм. Форма зерен неправильная или изометрическая, реже встречаются мельчайшие ромбоэдры.

Анкерит образует кристаллы такой же формы, как и доломит, несколько отличаясь более высоким рельефом и окрашиванием в голубой цвет $K_3Fe(CN)_6$. Анкерит чаще приурочен к линейно-вытянутым участкам, подчеркивая микрослоистость породы.

Кальцит образует агрегаты очень неправильной пористой и лапчатой формы, редко — послойные выделения. Обычно он имеет мелкозернистую структуру и корродирует доломит.

Кварц имеет неправильную остроугольную, клиновидную форму, но изредка встречается и в виде правильных бипирамидок или агрегатов. Размер обломков колеблется от 0,02 до 0,1 мм. Они рассеяны беспорядочно по всей массе породы и часто образуют послойные скопления, подчеркивающие микрослоистость породы.

Вулканическое стекло окрашено в бурый цвет в проходящем свете, не раскристаллизовано или слабо раскристаллизовано; встречается в виде остроугольных обломочков размером до 0,05—0,1 мм, рассеянных беспорядочно или в послойных скоплениях вместе с кварцем.

Хлорит присутствует в небольшом количестве в виде тонких листочков размером до 0,1—0,15 мм. Слабо плеохроирует от светлозеленого до бесцветного. Форма листочков часто неправильная, края их имеют нечеткие размазанные контуры. Возможно, что хлорит является новообразованием.

Гидрогетит неравномерно рассеян в породе и образует послойные скопления. Он образует псевдоморфозы по кубикам пирита и частично развивается за счет окисления анкерита, давая неправильной формы

включения, а также пленки вокруг зерен кварца. Розоватая и желтоватая окраска доломита зависит от выделений гидрогетита.

Генетически алевритовые доломиты представляют образования первичные. Тонкий доломитовый ил осаждался в бассейне, куда периодически приносился терригенный материал в виде зерен кварца, обломочков вулканического стекла и др.

Алевролиты доломитовые

Алевролиты доломитовые представляют тонкозернистые, местами тонкослоистые образования зеленовато-серого, желтовато-бурого и красновато-бурого цвета. Основную массу их слагает обломочный материал, составляющий от 60 до 85% объема породы (см. табл. 10). Цемент алевролитов обычно доломитовый (от 15 до 40%). Среди обломочного материала преобладает кварц, в значительном количестве встречаются обломки эффузивных и кремнистых пород и полевые шпаты. Из второстепенных минералов присутствуют мусковит, серицит, пирит, гидрогетит. Вторичный минерал — кальцит.

Таблица 10

Химический состав алевролитов доломитовых (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	Fe_2O_3	Кальцит	Доломит
Байджансай . .	Фаменский ярус	63,07	0,30	3,44	—	32,7
» . .		72,13	0,05	3,04	0,381	21,759

Кварц встречается в виде обломков остроугольной, угловатой и неправильной формы. Размер зерен кварца колеблется от 0,02 до 0,25 мм, с преобладанием зерен от 0,04 до 0,1 мм. Для зерен кварца характерно волнистое угасание. Местами в кварце наблюдаются трещинки и пузырьки воздуха. Кварц распределен по всей породе беспорядочно, но иногда он образует скопления, которые придают породе микрослоистость.

Полевой шпат, так же как и кварц, наблюдается в виде обломков неправильной формы, реже в виде вытянутых призмочек, и представлен главным образом калиевым полевым шпатом. Размер зерен последнего варьирует от 0,05 до 0,12 мм.

Обломки эффузивных пород имеют неправильную угловатую и остроугольную форму размером от 0,03 до 0,2 мм, а единичные обломки достигают величины 0,3 мм. Они состоят из бурого, слабо раскристаллизованного вулканического стекла, в котором изредка просвечивают микролейсты плагиоклаза.

Обломки кремнистых пород встречаются в небольшом количестве. Они имеют неправильную и угловатую форму и размеры от 0,05 до 0,2 мм. Среди них наблюдаются обломки кварцита и силицита, состоящие из мелкозернистого агрегата зерен кварца.

Мусковит и серицит наблюдаются в незначительном количестве в виде мельчайших беспорядочно рассеянных чешуек.

Пирит — идиоморфные кристаллы, иногда небольшие агрегаты неправильной формы, размером от 0,04 до 0,08 мм.

Гидрогетит образует псевдоморфозы по пириту, или неправильные красновато-бурые выделения, и встречается чаще, чем пирит. Присутствие значительного количества гидрогетита придает породе красновато-бурую окраску.

Кальцит заполняет трещинки, секущие зерна кварца, а иногда развивается по кварцу, как бы замещая его; встречается редко.

Цемент породы желтовато-бурого и красновато-бурого цвета; состоит из тонкозернистого и пелитоморфного доломита, местами с примесью гидрогетита, иногда также глинистого вещества.

Текстура породы обычно беспорядочная, но бывает и микрослоистая. При микрослоистой текстуре наблюдается чередование микрослойков с преобладанием пелитоморфного доломитового цемента со слойками алевролита. В алевритовых слойках микрослоистость, в свою очередь, обусловлена чередованием слойков различного гранулометрического состава.

Известняки песчанистые

Известняки этого типа серые, темносерые и реже черные, мелко- и тонкозернистые до афанитовых, детритусовые, тонкослоистые, тонкоплитчатые. Толщина плиток до 15 см. Характерно появление на плоскостях наслоения тонких малиновых примазок гидрогетита. В известняках наблюдается большое количество прожилков и включений крупнокристаллического кальцита.

Песчанистые известняки могут быть: криноидные, фораминиферодетритусовые, микрообломочные, тонкозернистые и тонкослоистые пелитоморфные. Основную массу их составляют: кальцит, кварц, доломит, из второстепенных минералов присутствует гидрогетит (табл. 11).

Таблица 11

Химический состав песчанистых известняков (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	Fe_2O_3	Кальцит	Доломит
Байджансай . . .	Фаменский ярус	15,0	0,363	1,28	58,768	22,42
» . . .		7,54	0,085	1,36	84,395	5,905
» . . .		17,14	0,103	1,2	73,402	6,998
» . . .		12,04	0,242	1,32	81,2	7,37
» . . .		34,53	0,15	0,88	51,188	9,602

Кальцит встречается в породе в виде пелитоморфной и мелкозернистой разности; обломки скелетных частей организмов сложены крупнозернистым кальцитом. Пелитоморфный кальцит (зерна не более 0,01 мм) наблюдается участками, местами же он образует мелкие сгустки или пятна неправильной, реже овальной и округлой формы. Размер сгустков от 0,05 до 0,3 мм, реже до 0,4 мм. Иногда эти сгустки как бы вытянуты в одном направлении и придают породе некоторую микрослоистость.

Тонкозернистый кальцит (размер зерен от 0,01 до 0,15 мм) наблюдается между сгустками или пятнами пелитоморфного кальцита и как бы обволакивает или цементирует их, выделяясь иногда в виде отдельных участков. Реже встречается средне- и крупнозернистый кальцит, который, в основном, выполняет органические остатки. Кроме того, мелко- и крупнозернистый кальцит выполняет многочисленные прожилки, секущие породу в различных направлениях. Мощность прожилков от 0,03 до 0,4 мм, но встречаются отдельные прожилки мощностью до 2,5 мм. Такие прожилки заполнены крупнозернистым кальцитом с лапчатой формой зерен, размером от 0,4 до 1 мм. В основной своей массе прожилки заполнены мелкозернистым кальцитом (размером от 0,01 до 0,2 мм), часто волокнистого строения.

Кварц распределяется беспорядочно в виде неправильных, остроугольных и угловатых, местами корродированных обломков и агрегатов, размером от 0,04 до 0,2 мм, реже до 0,5 мм. Иногда зерна кварца ориентированы в одном направлении, что подчеркивает микрослоистость породы. Зерна кварца имеют волнистое угасание и часто содержат пузырьки газов.

Местами среди основной массы кальцита наблюдаются псевдоморфозы кварца по ромбоэдрам доломита, размером до 0,1 мм. Рядом встречаются такие же ромбики доломита или неполное замещение ромбоэдра доломита кварцем. Это позволяет утверждать, что доломитизация происходила раньше окварцевания породы.

Обломков скелетных частей организмов содержится в породе от 5 до 25%, а иногда и до 30% размером от 0,05 до 1 мм. Среди них наблюдаются: обломки члеников криноидей, сферических и многокамерных фораминифер и другие органические остатки. Обломки члеников криноидей имеют неправильную овальную и, реже, округлую форму; размеры их от 0,05 до 0,8 мм и реже до 1 мм; сложены средне- и крупнозернистым кальцитом.

Сферических фораминифер много и распределены они по всей породе беспорядочно, но главным образом среди мелкозернистого кальцита. Раковины их имеют размеры от 0,04 до 0,25 мм и выполнены тонкозернистым кальцитом.

Многокамерные фораминиферы редки и плохой сохранности, выполнены тонкозернистым кальцитом. Они также приурочены к участкам мелкозернистого кальцита. Размеры их варьируют от 0,15 × 0,2 мм до 0,3 × 0,5 мм.

Доломит присутствует в незначительном количестве. Он образует точечные и неправильные скопления, иногда в виде ромбоэдров заведомо вторичного происхождения. Размер зерен и скоплений доломита варьирует от 0,04 до 0,3 мм.

Гидрогетит распылен по всей породе в виде небольших неправильных зерен или их скоплений. Размер зерен и скоплений от 0,02 до 0,15 мм.

Песчанистые известняки широко развиты среди фаменских и турнейских отложений в северной части Байджансайского района. Наиболее часто песчанистые известняки встречаются в Аксуранском разрезе, образуя прослои мощностью до 10 м.

Песчаники известковистые

Песчаники известковистые мелко-, средне- и крупнозернистые, желтовато- и серовато-бурого цвета с зеленоватым оттенком, однородные, местами с хорошо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность слойков от 5 до 10 мм. Слоистость обусловлена сменой размеров зерен кварца и карбонатов. Наблюдаются переходы от крупнозернистых к мелкозернистым песчаникам. Иногда в песчаниках развита мелкая плитчатость, толщина плиток от 0,5 до 1,5 см. В песчанике местами видны точечные охристые включения гидрогетита или бурые железистые корочки на поверхности выветривания. Кроме того, порода содержит прожилки кальцита мощностью в 2—3 мм (табл. 12).

Текстура песчаников беспорядочная. Обломочный материал составляет от 55 до 85% объема породы.

Минеральный состав песчаника: кварц (60—80%), полевой шпат (5—15%), обломки пород (10—30%), обломки скелетных частей организмов (до 3%), доломит (0—3%), мусковит (1—2%), гидрогетит (1—3%).

Обломки эффузивных пород содержатся в значительном количестве. Они состоят, в основном, из бурого вулканического стекла, слабо раскристаллизованного, иногда с мельчайшими микролейстами плагиоклаза.

Форма обломков чаще неправильная, реже расплывчатая, размером от 0,1 до 0,35 мм.

Таблица 12

Химический состав песчаников известковистых (в %)

Район	Геол. возраст	Нераств. остаток	MnO	Fe_2O_3	Кальцит	Доломит
Байджансай . . .	Фаменский ярус	58,88	0,063	1,2	28,39	7,02
» . . .		59,74	0,074	1,52	30,401	9,949
» . . .		62,99	0,077	1,76	22,584	10,696
» . . .		46,65	0,099	1,68	43,793	6,277

Скелетные части организмов наблюдаются в небольшом количестве в виде обломков размером от 0,15 до 0,4 мм и реже в виде целых раковин, но плохой сохранности. Среди них можно различить криноидеи, сферические и многокамерные фораминиферы и неопределимые органические остатки.

Цемент породы состоит из кальцита с примесью доломита и анкерита. Последний находится в виде участков размером от 0,2 до 0,6 мм, состоящих из отдельных зерен или агрегатов. Зерна анкерита имеют форму ромбоэдров размером от 0,04 до 0,1 мм, с преобладанием зерен от 0,04 до 0,06 мм. Иногда встречаются участки пелитоморфного анкерита. Анкерит развивается по кальциту и местами по кварцу и в прожилках вместе с кальцитом.

Породы этого типа имеют широкое распространение в северной части Байджансайского района, особенно в Аксуранском разрезе. В нижней части разреза они залегают в виде отдельных маломощных слоев. Слои песчаников то раздуваются, то выклиниваются; мощность их колеблется от 0,2 до 0,5 м, в редких случаях достигает 2—2,5 м. Часто песчаники имеют форму линз с извилистыми очертаниями длиной от 1,5 до 4 м, мощностью от 0,5 до 0,8 м, реже до 1 м.

Линзы песчаников нередко расщепляются и как бы вклиниваются в линзы известняковых конгломератов. Иногда наблюдаются переходы от известняковых конгломератов к песчаникам через мелкогалечные известняковые конгломераты и гравелиты с известняковыми зернами.

Количество линз и прослоев песчаника в Аксуранском разрезе постепенно возрастает от верхних к нижним частям разреза. В верхней части разреза имеется горизонт песчаников мощностью до 100 м.

Образование алевролитов, доломитовых песчанистых известняков и известковистых песчаников связано с периодическим приносом обломочного материала. Его свежесть и незначительная степень окатанности зерен указывают на то, что недалеко размывались карбонатные и терригенные породы и, возможно, эффузивы.

Группа IV. Брекчии и конгломераты, состоящие преимущественно из обломков карбонатных пород

Мы выделяем эти породы в отдельную генетическую группу потому, что они имеют весьма большое распространение среди карбонатной толщи фаменского и турнейского ярусов.

Ниже приведено описание трех генетических типов брекчий и конгломератов: 1) брекчии взламывания; 2) брекчии и конгломераты, связанные с оползанием и обрушением; 3) брекчии и конгломераты, связанные с размывом.

Брекчии взламывания

Этот тип брекчий представляет типичные межпластовые брекчии. Он хорошо развит в тонкослоистых известняках и доломитах. Мощность слоев такого типа брекчий невелика — она измеряется сантиметрами и первыми метрами. Обломки угловаты, иногда они залегают почти «in situ», представляя собой расколотые и слегка раздвинутые части слоя

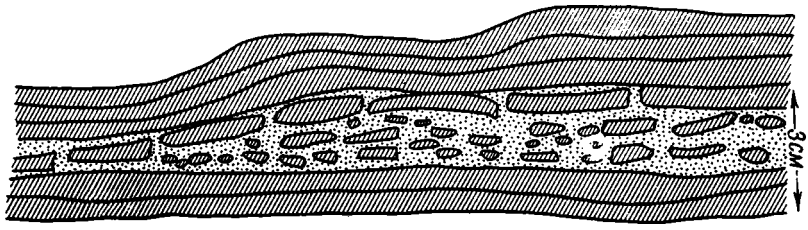


Рис. 20. Брекчия взламывания из обломков тонкослоистого известняка. Байджансай. Уменьш. в 3 раза.

(рис. 20). Можно проследить переход таких брекчий в ненарушенные слоистые породы. Обычно же плиточки располагаются под разными углами к слоистости пород (рис. 21 и 22). Размер обломков в такой брекчии находится в прямой зависимости от мощности слойков. Среди брекчий встречаются также обломки фауны. Цемент имеет нередко микрообломочную псевдооолитовую текстуру. В тонкослоистых породах, связанных тесно с брекчиями взламывания, наблюдаются сутурные поверхности,

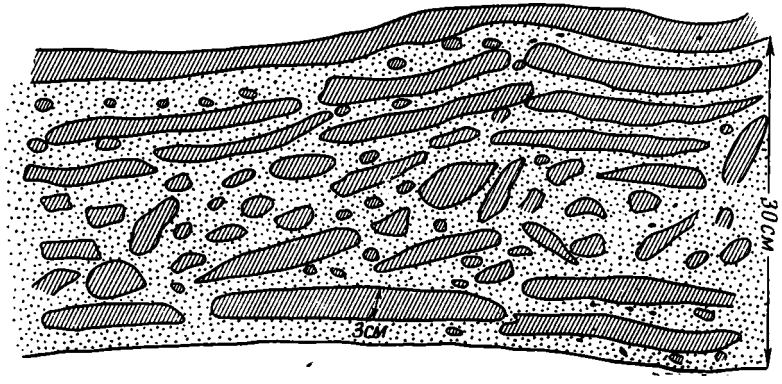


Рис. 21. Брекчия взламывания из обломков тонкослоистого известняка. Слои этрень. Байджансай. Уменьш. в 6 раз.

текстуры взмучивания и волноприбойные знаки (Вишневый сай, верховья р. Бозбутак в Южно-Байджансайском районе). Эти признаки указывают довольно однозначно на мелководные условия образования брекчий взламывания. Они могли образоваться на участках значительного мелководья при периодических поднятиях морского дна, когда осадок почти выводился из-под уровня воды.

Брекчии, конгломераты и глыбы, связанные с оползанием и обрушением

Брекчии и конгломераты этого типа очень разнообразны как по составу, так и по величине и форме обломков. Они состоят, в основном, из обломков различных известняков и доломитов. Размер обломков варьи-

рует в очень широких пределах — от сантиметров и метров до больших глыб, имеющих в диаметре несколько десятков метров. Крупные обломки

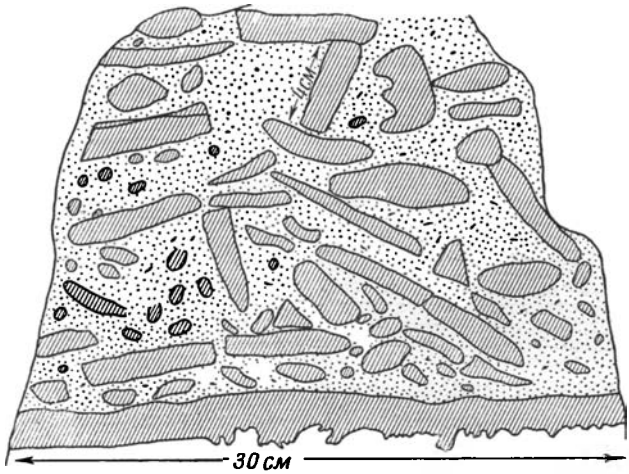


Рис. 22. Брекчия взламывания из обломков тонкослоистого известняка. Слои этрень. Байджансай. Уменьш. в 3 раза.

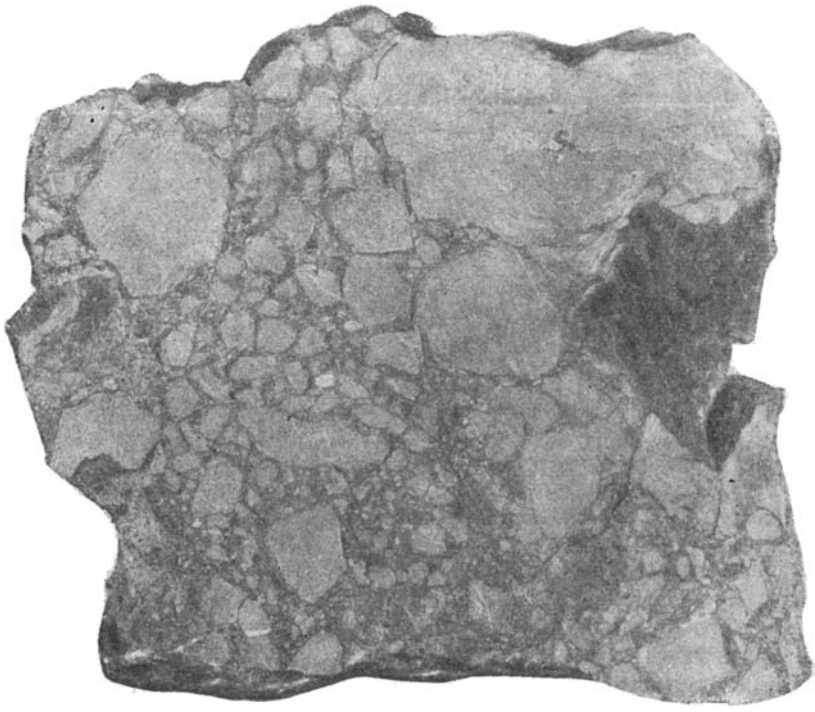


Рис. 23. «Дарбазинская брекчия» обрушения и размыва, состоящая из обломков органогенного известняка. Уменьш. в 1,5 раза.

совершенно не окатаны, но мелкие несут следы водной обработки (рис. 23). Брекчии и конгломераты такого типа встречались в фаменском ярусе, в слоях этрене и в нижнем турне Центрального Кара-тау.

Цемент этих конгломератов состоит из того же раздробленного карбонатного материала или же замещен вторичным кальцитом. Мощность брекчий описанного типа измеряется метрами и десятками метров, иногда даже сотнями метров.

Такого же типа брекчии широко развиты среди пород так называемой «дарбазинской» фации и отчасти в «аксуранской» фации в Байджансайском районе. Своеобразие этого типа, в отличие от конгломератов и брекчий Центрального Кара-тау, заключается в пестроте состава, который обусловлен всецело пестротой состава пород данного района.

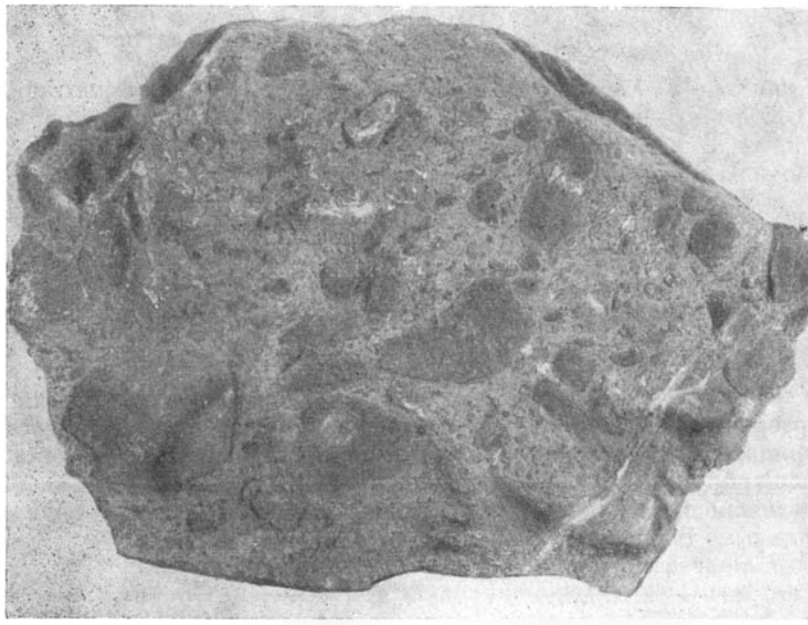


Рис. 24. «Дарбазинская брекчия» размыва, состоящая из обломков органогенного известняка. Нат. вел.

Основную массу составляют обломки известняков и доломитов различных генетических типов (рис. 24). В обломках нередко заключена фауна хорошей сохранности. Обломки измеряются сантиметрами и метрами; встречаются глыбы, достигающие десятков и сотен кубических метров. Мелкие обломки несут следы окатанности, более крупные обломки имеют подчас причудливую форму.

Но, наряду с обломками карбонатных пород, в конгломератах дарбазинской фации встречаются нередко гальки различных песчаников и эффузивных пород бурого и зеленоватого цвета. Размер этой гальки измеряется немногими сантиметрами. В ее составе встречаются зеленоватые туфопесчаники, розовато-бурые аркозовые и полимиктовые песчаники с карбонатным цементом. Среди эффузивов преобладают основные и средние диабазы и диабазовые порфириты. В обломках конгломератов аксуранской толщи встречаются нередко тонкоплитчатые алевролиты и алевролитовые известняки.

Цемент конгломератов и брекчий заключает большое количество терригенного материала и диагенетический доломит.

Обычно обломки распределены без всякой ориентировки, под различными углами (рис. 25). Но местами слои известняка или доломита как бы растягиваются и разрываются, образуя бесформенные, неокатанные

куски (рис. 26), которые дальше по простиранию слоев отодвигаются один от другого, перемешиваются и сменяются беспорядочным нагромождением обломков различной величины и формы. Иногда такие нагромождения обломков и глыб заключены между сильно смятыми (гофрированными) слоями, которые, в свою очередь, частично также разорваны на куски.

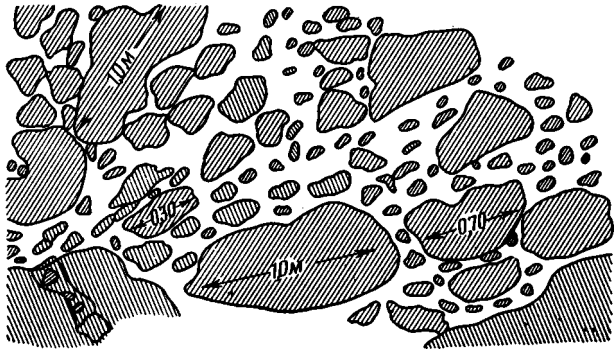


Рис. 25. Брекчия обрушения и размыва, состоящая из обломков и глыб органогенного известняка. Дарбаза. Уменьш. в 30 раз.

Эти текстуры, сопровождаемые разрывами, смятиями с растяжением в тонкозернистых карбонатных породах, в непосредственном соседстве с беспорядочным нагромождением обломков и больших глыб, могут быть объяснены обрушением береговых скал и подводными оползнями. Такие оползни могли происходить в прибрежной зоне или в зоне периодических вертикальных движений.

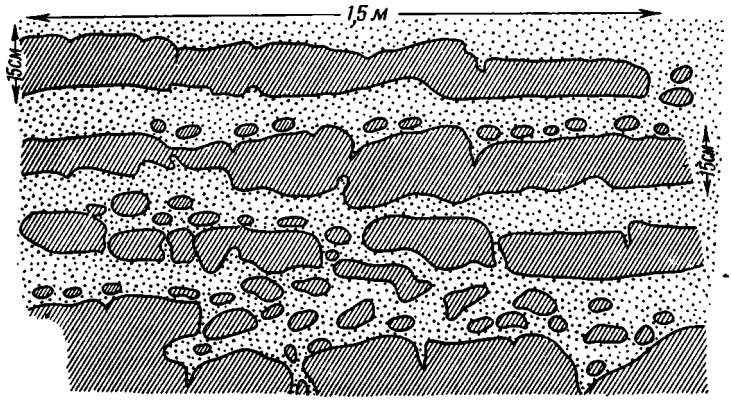


Рис. 26. Брекчия оползания и размыва из обломков доломита с галькой зеленых пород. Дарбаза. Уменьш. в 20 раз.

Генезис дарбазинских брекчий и конгломератов безусловно связан с такими поднятиями, хотя может быть объяснен не только явлениями оползания и обрушения. В процессе образования этих брекчий и конгломератов большую роль играли также частые местные размывы. Возникавшие поднятия быстро размывались, вновь погружались под уровень моря и покрывались илом. Временами размывались довольно мощные слои осадков.

Эти породы характеризуются лучшей сортировкой материала и лучшей окатанностью; иногда они связаны постепенными переходами с карбонатными гравелитами и песчаниками, как это можно наблюдать, например, в аксуранской фации, где они образуют многочисленные слои и линзы.

Дарбазинские конгломерато-брекчии представляют генетически смешанный тип, возникавший при участии как прибрежного размыва, так и размыва островных поднятий.

Группа V. Терригенные породы

Терригенными породами сложена целиком тюлькубасская свита (D_2—D'_3), мощность которой местами измеряется сотнями метров. Отдельные слои терригенных пород незначительной мощности встречаются и в карбонатной толще фаменского и турнейского ярусов Центрального Кара-тау. Исключение составляет разрез фаменского яруса в северо-восточной части Байджансайского района, где линзы терригенных пород встречаются многократно в разрезе дарбазинской фации.

Выделяются следующие четыре типа терригенных пород: 1) конгломераты, 2) песчаники, 3) алевролиты и 4) аргиллиты.

1. Конгломераты

Конгломераты слагают отдельные слои и линзы среди песчаников тюлькубасской свиты в Центральном Кара-тау. Особенно большим количеством конгломератов характеризуется нижняя часть разреза этой свиты в Байджансайском районе, где их мощность измеряется сотнями метров. Форма гальки плоская, преобладает размер 3—8 см, редко 15—20 см в поперечнике. Гальки плотно сгружены. Встречаются участки с редко рассеянной галькой и преобладанием цемента. Последний представляет песчаник граувакового типа, неотличимый от песчаников, встречающихся выше по разрезу.

Состав галек Байджансайского района чрезвычайно разнообразен: лейкократовый розовый гранит, гранит-порфир красноватого цвета, кварцевый порфир, туф кварцевого порфира, диабаз, диабазовый порфирит, плагиоклазовый порфирит, кварцит, туфопесчаник, кварцево-серицитовый сланец, молочный кварц, известняк. Гальки сланца и известняка очень редки. В нижней части конгломератовой пачки в Байджансайском районе преобладает галька песчаников и разнообразных эффузивов, в верхней части возрастает количество интрузивных пород. Диабазы и порфириты в гальке сильно метаморфизованы.

2. Песчаники

Для песчаников тюлькубасской свиты и отдельных линз фаменского яруса характерна красноватая и розовато-бурая окраска, для песчаников визе — желтовато-бурая. Окраска обусловлена значительным содержанием в цементе и в обломках гидрогетита, а иногда — большим количеством К-полевых шпатов.

Структура песчаников довольно разнообразная: преобладают мелкозернистые и среднезернистые разности, но встречаются также крупнозернистые песчаники и гравелиты. Текстура песчаников слоистая, обусловленная чередованием слоев различного гранулометрического состава и усиленная сменой окраски.

В тюлькубасских песчаниках на поверхностях наслоения наблюдаются часто тонкие пленки глинистого материала вишнево-красного цвета, также подчеркивающие слоистые текстуры. Слоистость в песчаниках косая, иногда косоволнистая. В зависимости от состава цемента песчаники бывают более рыхлые и более крепко сцементированные.

Можно выделить несколько подтипов песчаников: граувакково-аркозовые, аркозово-граувакковые, граувакково-кварцевые и аркозово-кварцевые с подчиненным количеством обломков пород.

Песчаники первых двух подтипов обычно характеризуются более крупнозернистыми и неравномерно зернистыми структурами. Песчаники последних двух типов мелкозернистые и среднезернистые, с более равномернозернистой структурой.

Обломки эффузивных пород составляют до 50% в песчаниках первых двух типов. Часть обломков довольно хорошо окатана, часть имеет угловатую и остроугольную форму; размер их колеблется от 0,1 до 0,5—1,0 мм. Среди них встречается вулканическое стекло, мало прозрачное в проходящем свете и почти не действующее на поляризованный свет, слабо раскристаллизованное; породы, сложенные микролитами альбита с небольшой примесью кварца; обломки с четкой диабазовой структурой, сложенные более основным плагиоклазом; обломки со сферолитовой структурой. Бóльшая часть обломков эффузивных пород сильно изменена — каолинизирована, серицитизирована, кальцитизирована и т. д. Встречаются также обломки песчаников, кварцитов и серицитовых сланцев.

В песчаниках первых двух типов содержание К-полевых шпатов составляет от 40 до 50%. Чаще они непрозрачны вследствие значительной каолинизации, реже встречаются свежие зерна, иногда с заметной микроклиновой решеткой, окатанные, реже хорошо ограненные таблички. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,5 мм.

Плагиоклазы (альбит, андезин) встречаются в количестве от 1 до 10%. Они представлены хорошо ограненными кристаллами и обломками кристаллов, прозрачными, не измененными вторичными процессами. Размеры их колеблются от 0,05 до 0,3 мм.

Кварц составляет главную часть обломков в песчаниках 3-го и 4-го типов и довольно большую примесь в песчаниках 1-го и 2-го типов. Зерна его, размером от 0,02 до 0,3—0,5 мм, имеют окатанную, угловатую, лапчатую, остроугольную форму, прозрачны, бесцветны, иногда содержат мелкие зернышки неопределимых минералов и пузырьки газов. Отдельные зерна обнаруживают волнистое погасание.

Изредка встречаются мусковит, биотит, пироксен, хлорит, серицит, циркон, рутил, турмалин, эпидот.

Рудные минералы представлены пиритом, гематитом и гидрогетитом. Гидрогетит образует скопления неправильной формы в цементе, псевдоморфозы по пириту и железистому карбонату.

Карбонаты встречаются в виде обломков доломита и анкерита окатанной и полуокатанной формы размером до 0,2—0,5 мм. Анкерит составляет иногда довольно значительную примесь в цементе песчаника, где он образует часто ромбоэдры. Кальцит в цементе встречается реже.

Цемент в песчаниках иногда отсутствует, в других случаях этот цемент типа соприкосновения, крустификационный, типа заполнения пор, редко базальный. Состав цемента глинисто-серицитовый, кремнистый, карбонатный, чаще смешанного состава.

3. Алевролиты

Алевролиты пользуются широким распространением среди пород тюлькубасской свиты среднего и верхнего девона; встречаются в нижних горизонтах фаменского яруса и в низах визе Центрального Кара-тау.

Они слагают многочисленные линзы среди пород фаменского яруса байджансайского района.

Мощность слоев алевролитов измеряется сантиметрами, долями метра и первыми метрами. В них хорошо видна слоистость: горизонтальная, косая и косо-волнистая. Наблюдается также микрослоистость, обусловленная сменой материала различного гранулометрического состава: крупного алевритового, мелкого алевритового и пелитового. Окраска алевролитов очень разнообразная: сероватая, зеленовато-бурая, вишнево-красная, сиреневая, розоватая.

В состав алевролитов входят: зерна кварца, полевых шпатов, вулканического стекла, листочки хлорита, мусковита и серицита, циркон, рутил, турмалин, пирит, гематит, карбонат, гидрогетит, т. е. почти весь набор минеральных компонентов, отмеченных в песчаниках.

Основными породообразующими компонентами являются кварц, полевые шпаты и вулканическое стекло.

Текстура алевролитов беспорядочная или микрослоистая. Цемент глинисто-серицитовый, иногда с примесью карбонатного материала, типа соприкосновения или заполнения пор.

4. Аргиллиты

Этот тип пород широко распространен. В песчаниках тюлькубасской свиты он образует маломощные слойки и примазки на плоскостях наслоения. Среди пород карпешского горизонта протяженность слоев аргиллита измеряется десятками метров. Иногда они образуют тонкое переслаивание с алевролитами и карбонатными породами.

Окраска аргиллитов очень разнообразная: светложелтая, зеленовато-серая, розоватая, темносерая или вишнево-красная. Первичная текстура их тонкослоистая и микрослоистая. Слоистость горизонтальная. Характерны вторичные текстуры: плойчатость, разлинзование и сланцеватость, а также значительная трещиноватость. Трещинки разбивают породу в различных направлениях; они заполнены карбонатом, баритом и кварцем. Мощность прожилков колеблется от долей сантиметра до 3 см, а размеры обломков — от миллиметров до 2—4 см.

Основная масса аргиллитов сложена глинистым материалом или раскристаллизована. Терригенные минералы представлены зернами кварца, полевых шпатов (К-полевой шпат и плагиоклаз), мусковита, биотита, турмалина, циркона и рудного минерала, всего в количестве до 15%. Размер зерен доходит до 0,1—0,3 мм в песчанистых аргиллитах и до 0,1 мм в алевритистых аргиллитах. Форма крупных зерен полуокатанная и остроугольная, мелких — преимущественно остроугольная.

Минералы новообразования: кварц, плагиоклаз, хлорит, серицит, кальцит, гидроокислы железа и марганца. Кварц встречается в форме бипирамидок и образует агрегаты зерен лапчатой формы, плагиоклаз — в агрегатах совместно с кварцем в виде идиоморфных кристаллов.

Группа VI. Эффузивные и пирокластические породы

Породы вулканического происхождения до настоящего времени не были известны в отложениях верхнего девона и нижнего карбона Каратау, если не считать упоминания И. И. Машкары (1939) о породах в самом нижнем горизонте фаменского яруса Центрального Кара-тау, которые он назвал туффитами.

Наши исследования выявили среди нормальных осадочных образований очень разнообразный комплекс пород вулканического происхождения.

На юго-западе в Байджансайском районе (разрез на горе Ирек-тау) и на севере (разрез Аксурана) в нижней и средней частях фаменского яруса встречаются многочисленные маломощные (мощность измеряется сантиметрами) пластовые залежи вулканических пород.

Микроскопическое изучение показало, что здесь присутствуют типичные крупнокристаллические диабазы с диабазовой структурой. Лейсты плагиоклаза серицитизированы, промежутки между ними заполнены темноцветными и рудными минералами. Большинство темноцветных минералов подверглось вторичному замещению хлоритом. Встречаются реликты биотита и роговой обманки. Иногда в шлифах наблюдаются ксеноморфные кристаллы кварца и миндалины, заполненные хлоритом (рис. 27). В некоторых диабазах резко выражена кальцитизация. Наряду с диабазами очень характерны диабазовые порфириты со спилитовой или диабазовой структурой основной массы, сильно кальцитизированные.

Залежи диабазов и диабазовых порфиритов в Байджансайском районе по характеру залегания и по структуре представляют эффузивные образования или пластовые дайки. Обычно они залегают совершенно согласно с осадочными породами и в редких случаях секут их под небольшим углом.

В основании карбонатной толщи фаменского яруса Центрального Кара-тау прослеживается карпешский горизонт, сложенный породами, которые И. И. Машкара (1939) считал туффитами, а последующие геологи — «аргиллитами».

Наши исследования показали, что карпешский горизонт сложен довольно разнообразным комплексом пород: алевритовыми доломитами и известняками, доломитовыми и доломито-известковыми алевролитами, аргиллитами, туфами и брекчиями. Большинство их относится к группе смешанных терригенно-карбонатных пород.

Туфы очень тонкозернистые, тонкослоистые, окрашены в светлозеленый и желтовато-зеленый цвет. Под микроскопом при самых больших увеличениях некоторые разности обнаруживают чрезвычайно тонкую кристаллически-зернистую структуру с включениями обломочков кварца. В тонкозернистом агрегате основной массы различимы кварц и лейсточки полевых шпатов. В других разностях основная масса слабо раскристаллизована, состоит из микролитов кварца, полевого шпата и слюды. Наблюдаются Т-образные, клиновидные и серповидные реликтовые структуры обломков вулканического стекла, замещенные тонкозернистым агрегатом кварца, серицита и кальцита. Такие породы можно назвать тонкими пепловыми туфами.

В верхах фаменского яруса был встречен кальцитизированный туф. Микроскопически он представляет мелкозернистый и среднезернистый известняк с включениями сильно кальцитизированных кислых плагиоклазов и зерен разложенных эффузивов до 0,3 мм в диаметре. Возможно, что туфовый материал присутствует и в других частях разреза фаменского яруса, но изменен до неузнаваемости.

В нижнетурнейских отложениях Центрального Кара-тау среди «рыжих пятен»[1] нами также встречены слои кальцитизированных туфов, аналогичных вышеописанному.

В верхнетурнейских отложениях и в отложениях визейского яруса Центрального Кара-тау признаки вулканической деятельности более ясны. Среди туфогенных пород в турланском разрезе довольно часто встречаются мелкообломочные туфы (рис. 28), в которых заключены единичные обломки кварцевого порфира с фельзитовой основной массой

[1] «Рыжими пятнами» в Кара-тау называются участки карбонатных пород, интенсивно окрашенные гидроокислами железа.

и вкрапленниками кварца. В том же разрезе наблюдалась маломощная (1,5 м) пластовая залежь аналогичного кварцевого порфира.

В толще известняков, доломитовых известняков и доломитов нижнего и среднего визе в разрезе на Турлане нами также были обнаружены эффузивные породы и их туфы. И. И. Машкара описал их как мергели (1939, стр. 31, слой 9). Здесь встречаются породы порфиритового состава с миндалекаменной структурой. Различимы также реликты порфировой структуры. Основная масса витрофировая, переполненная тончайшими чешуйками серицита и хлорита. Мелкие вкрапленники нацело замещены серицитом, хлоритом, иногда сохраняется биотит. В основной массе

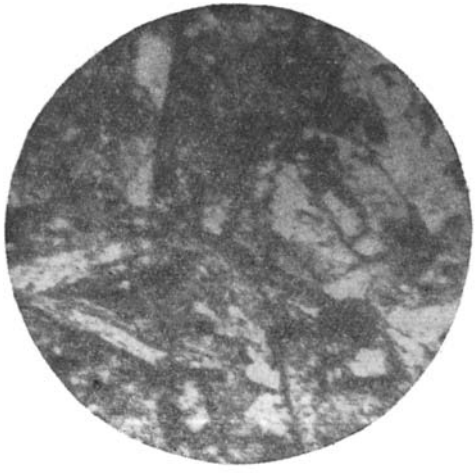


Рис. 27. Диабаз. Фаменский ярус. Дарбаза. Николи+. ×32.

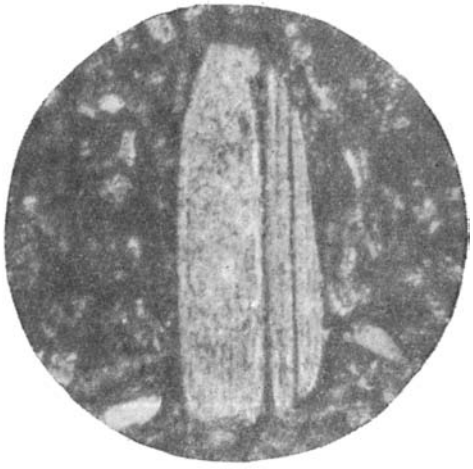


Рис. 28. Туф кварцевого порфира. Визейский ярус. Турлан. Николи+. ×32.

заключены также миндалины разнообразной величины и формы, заполненные хлоритом и кальцитом. Выше по разрезу наблюдаются слои туфов того же состава.

Все эти породы сильно кальцитизированы и окремнены. Нередко встречаются кремнистые туфы, состоящие, в основном, из мелкокристаллического кварца; в них наблюдаются участки с реликтовой витрокластической структурой.

Тонкие слойки кальцитизированного пеплового туфа, окрашенные в зеленоватый цвет, встречаются среди кремнистых известняков розовато-серого цвета. Эти слойки заключают обильную фауну мелких продуктид. Основная масса этих туфов состоит из мелких остроугольных обломков кварца, листочков биотита, хлорита, серицита и лейсточек сильно измененного плагиоклаза, иногда нацело замещенного кальцитом. В основной массе заключены миндалевидные скопления кварца, кальцита, иногда хлорита.

В биоморфно-детритусовых известняках визейского яруса на Турлане очень сильно проявляется окремнение, приуроченное к органическим остаткам: раковины продуктусов и их шипы нацело замещены кварцем (см. рис. 2). Интересно, что такое интенсивное окремнение наблюдается преимущественно в известняках, заключающих слои туфов.

Как видно, слабые признаки вулканической деятельности довольно часты в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Каратау. В фаменское время главные очаги располагались, вероятно, на западе

и северо-западе, но, возможно, часть из них находилась в пределах Байджансайского района. В нижнем карбоне, особенно в визейское время, очаги вулканической деятельности располагались и в Центральном Кара-тау. Периодически приносился туфовый материал, который осаждался в бассейне с карбонатными осадками.

IV. ФАЦИИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАРА-ТАУ И БАЙДЖАНСАЙСКОГО РАЙОНА

Настоящая глава представляет собой первую попытку дать схему реконструкции физико-географического режима, в условиях которого сформировались осадки верхнедевонского моря в Центральном Кара-тау и в Байджансайском районе. Для нижнекаменноугольного моря этого пока еще сделать нельзя из-за недостаточности материала.

В Центральном Кара-тау выделяются три фации: в отложениях франского яруса или низов фаменского яруса — 1) карбонатно-туфогенная фация с гипсом; в отложениях фаменского яруса — 2) фация доломитовых и известково-доломитовых осадков с ничтожной примесью терригенного материала — на западе, и 3) известняково-мергельная фация — на востоке.

В фаменских отложениях в Байджансайском районе мы выделяем также три фации: в северо-восточной части района — 4) фацию глыбово-конгломератовую (дарбазинскую) и 5) фацию чередующихся терригенных и терригенно-карбонатных пород (аксуранскую); на юго-западе — 6) фацию доломитовых пород, обогащенных терригенным материалом (кызылсайскую).

1. Карбонатно-туфогенная фация с гипсом

Эта фация имеет довольно широкое распространение в Центральном Кара-тау; аналоги ее встречаются в Байджансайском районе. Она представлена породами карпешского горизонта, соответствующего самым верхам франского яруса.

В карпешском горизонте преобладают породы смешанного состава: алевритовые доломиты и известняки, алевролиты доломитовые и известковистые, аргиллиты, туфы и брекчии, состоящие из обломков тех же пород.

Все перечисленные породы, за исключением брекчий, характеризуются очень тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием материала различного гранулометрического и химического состава. Карбонатные и терригенные осадки отличаются большой тонкозернистостью. Туфогенный материал также очень тонкий.

Интересно отметить, что в породах карпешского горизонта на р. Баялдыр, в ее среднем течении, наблюдались включения гипса и отпечатки кристаллов галита. Это проливает свет на условия образования осадков данной фации. Вероятно, в конце франского и в начале фаменского века на территории Центрального Кара-тау существовал осолоняющийся бассейн лагунного типа. В условиях сухого и жаркого климата осолонение прогрессировало, местами мог осаждаться гипс.

В западной части района (примерно до р. Бир-Есек) в составе цемента карбонат представлен чаще доломитом; наблюдается увеличение количества и мощности слоев доломитовых пород; в восточной же части района в составе пород преобладает кальцит. Бассейн лагунного типа располагался, вероятно, в западной части района, в восточной же его части находился бассейн с более нормальной соленостью. Эти бассейны, возможно, временами бывали разобщены. Туфогенный материал мог приноситься

с запада и северо-запада течениями или ветром. Корни вулканических аппаратов сохранились на северо-западном склоне хребта Кара-тау.

Большое количество включений гематита, встречающихся в породах карпешского горизонта, также, вероятно, связано с проявлением вулканической деятельности; с ним же связано окварцевание этих пород. Образование лагунной фации могло быть обусловлено трансгрессией фаменского моря.

В тюлькубасской свите (D_2—D_3^1), подстилающей непосредственно карпешский горизонт, предшествовавшими исследователями отмечались отсутствие фауны и редкие находки растительных остатков; делался вывод о возможном континентальном ее генезисе. Фаменский ярус залегает на этой свите совершенно согласно. Между карпешским горизонтом и тюлькубасской свитой, с одной стороны, и карбонатной толщей фаменского яруса с морской фауной — с другой, наблюдаются постепенные переходы. Все это указывает на постепенное наступление морских условий.

Таким образом, описываемая фация характеризует условия, переходные от континентального режима к морскому.

2. Фация доломитовых и известково-доломитовых осадков с ничтожной примесью терригенного материала

Эта фация распространена в западной части Центрального Каратау (от меридиана р. Джилаганата до меридиана р. Бир-Есек). В отложениях фаменского яруса выделяются джилаганатинский горизонт и жанкурганская толща.

По рр. Ак-серке, Таутума, Кызылата и Бир-Есек широко развиты доломиты. Средняя доломитность (с учетом мощностей) джилаганатинского горизонта и жанкурганской толщи в разрезе на р. Ак-серке достигает 70,5%, на р. Таутума — 65%, на р. Кызылата — 40% и на р. Бир-Есек — 42,8% (рис. 29).

Отсюда видно, что средняя доломитность пород возрастает с востока на запад. В джилаганатинском горизонте преобладают первично-седиментационные доломиты. Это тонкослоистые, тонкозернистые и пелитоморфные доломитовые породы, лишенные фауны. Среди них встречаются микрообломочные, оолитовые и псевдооолитовые разности. Диагенетические доломиты играют подчиненную роль. В жанкурганской толще преобладают пятнистые доломитовые известняки и известковистые доломиты диагенетического происхождения.

Для жанкурганской толщи характерно неравномерное распределение пород с различной степенью доломитности, пятнистость, линзовидное строение, быстрая смена доломитов доломитовыми известняками в вертикальном направлении и по простиранию. Наблюдается неравномерное замещение известковых осадков доломитом. При неполном замещении сохраняются разнообразные первичные текстуры известняка. Наиболее устойчивы водорослевые и псевдооолитовые типы, сохраняющие реликты текстуры даже при перекристаллизации. Сохраняются биоморфно-детритусовые типы: брахиоподовые, криноидные известняки, известняки с «ходами» копролитового происхождения. Доломитизация и растворение затрагивают обычно все группы организмов; но в отдельных случаях происходит резкое обеднение и измельчание фауны, а также исчезновение ряда групп и видов, что говорит о неблагоприятных условиях ее существования.

Все породы указывают на большую мелководность фаменского моря в западной части Центрального Кара-тау. Местами это были глубины порядка 30—50 м, где обитали синезеленые водоросли. Работа волн

и жизнедеятельность хищников вели к появлению скоплений крупного и мелкого детритуса. Тонкий детритусовый материал вымывался, выносился течениями и отлагался на несколько бо́льших глубинах. Волнения достигали дна, взмучивали и размывали отложившийся осадок, о чем свидетельствуют текстуры взмучивания и следы микроразмывов. Микрообломочные, псевдооолитовые и оолитовые породы, встречающиеся довольно часто в джилаганатинском горизонте и в жанкурганской толще, также отражают очень мелководные условия. Небольшая глубина бассейна позволяла размывать донный субстрат, в результате чего смеши-

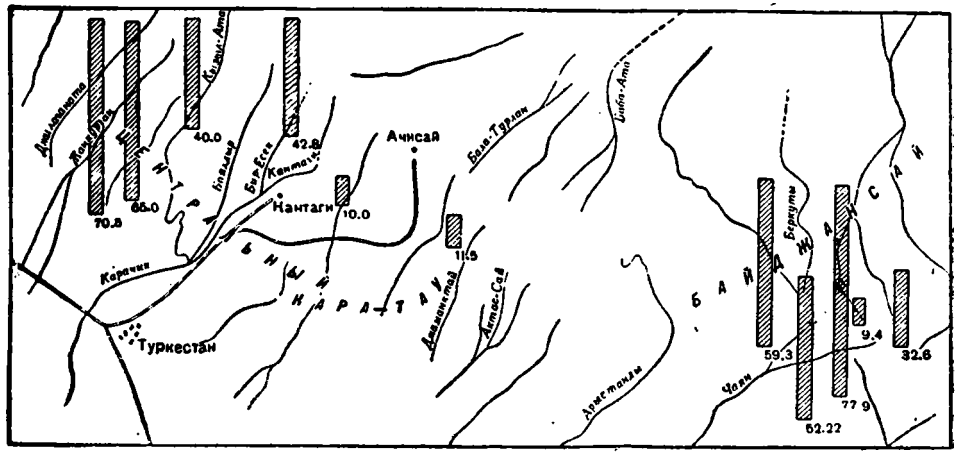


Рис. 29. Карто-диаграмма распределения доломитности (в %).

вались неправильные и окатанные обломки с оолитами. Наличие брекчий взламывания может указывать на кратковременное обмеление участков морского дна. Многократное чередование перечисленных типов осадков в разрезе и смена их по простиранию тонкими осадками более глубоководных участков указывают на неровность рельефа морского дна. Незначительные возвышения чередовались с котлованами. С возвышений материал смывался, на склонах отлагался крупный и мелкий детритус, а в углубления сносился тонкий материал. Повидимому, достаточно было самых слабых восходящих движений для того, чтобы на таком участке моря возникали обширные отмели и плоские острова с депрессионными понижениями между ними. Размывающая деятельность волн на таком участке усиливалась.

Интересно отметить сравнительно большую чистоту карбонатного материала в породах фаменского яруса на данном участке. Как это видно из карты распределения среднего количества минерального нерастворимого остатка (рис. 30), чистота пород увеличивается к западу. Среднее количество нерастворимого остатка в породах джилаганатинского горизонта и жанкурганской толщи составляет в разрезе на р. Джилагаата — 3,12%, на р. Таутума — 4,65%, на р. Кызыл-ата — 4,58% и на р. Бир-Есек—12,66%. В джилаганатинском горизонте еще встречаются породы с более значительным количеством терригенной примеси, но среди жанкурганской толщи преобладают чистые разности.

Такая чистота состава может говорить о том, что этот участок мелководного моря, возможно, был удален от берега, или же берега были низменные и практически не подвергались размыву. Первое предположение нам кажется более вероятным, так как тонкий терригенный материал мог сноситься и с низменных берегов, тем более, что они могли быть сложены

преимущественно терригенными породами, широко развитыми в среднедевонских, нижнедевонских и силурийских отложениях района исследования.

Несколько большее количество терригенной примеси в карбонатных породах джилаганатинского горизонта объясняется тем, что в приподнятых участках размыв мог достигать верхов франского яруса. Амплитуда поднятий была, повидимому, очень незначительная, и в жанкурганское время могли подвергаться размыву только карбонатные осадки джилаганатинского горизонта и жанкурганской толщи.

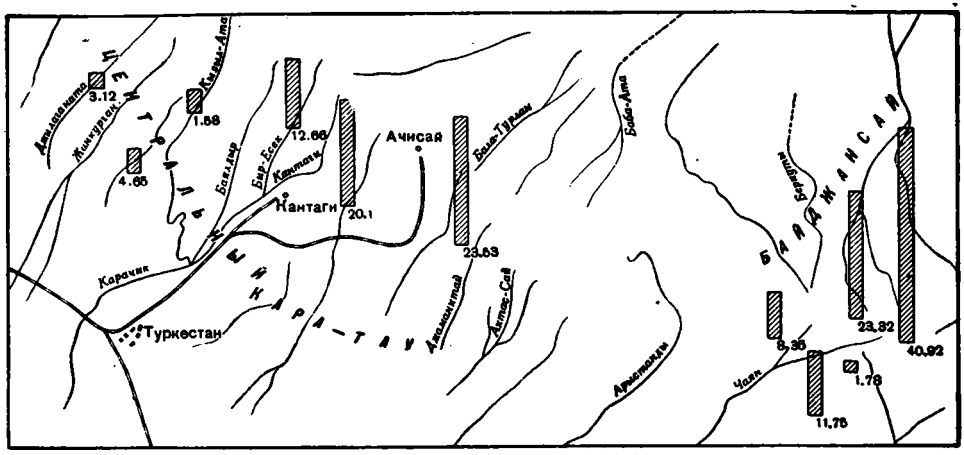


Рис. 30. Карто-диаграмма распределения среднего количества минерального нерастворимого остатка (в %).

Обстановка мелкого моря, изобиловавшего отмелями, плоскими островами и небольшими котловинами, в которых вода в условиях жаркого и сухого климата интенсивно испарялась и периодически сильно осолонялась, была благоприятна для доломитообразования. Сообщение этого мелководного бассейна с открытым морем было, вероятно, затруднено и периодически прекращалось. В моменты изоляции доломитоосаждение сильно возрастало.

Таким образом, западная часть Центрального Кара-тау в фаменское время являлась областью развития доломитовой фации. Эта область испытывала колебательные движения и имела тенденцию к поднятиям. Отложившиеся осадки размывались, более тонкий материал частью выносился за пределы области, что может объяснить сравнительно небольшие мощности фаменских отложений на данном участке (250—300 м).

3. Известняково-мергельная фация

Эта фация имеет широкое распространение в восточной части Центрального Кара-тау от водораздела рр. Бир-Есек и Кантаги на западе до р. Джаманктай на востоке. В восточной части Центрального Кара-тау фаменский ярус сложен чередующимися слоями мергелей и известняков. По направлению на запад эти слои не прослеживаются. Мощность фаменских отложений в восточной части Центрального Кара-тау достигает около 1500 м. Мощность отдельных горизонтов известняков измеряется сотнями метров, горизонты мергелей имеют изменчивые мощности, колеблющиеся от нескольких метров до 100—250 м. Мощности свит и отдельных горизонтов сокращаются по мере движения на запад, они также испытывают сокращение в самых восточных частях района.

Литологические отличия известняково-мергельной фации восточной части Центрального Кара-тау от доломитовой фации западной части Центрального Кара-тау весьма существенны. В районе Алмалы на р. Бир-Есек имеет место как бы стык этих фаций — доломитовой и известняково-мергельной (рис. 17), наблюдается исключительно быстрая смена пород на очень коротких расстояниях. Здесь в фаменское время господствовал чрезвычайно неустойчивый режим, благоприятный для накопления доломитов, известково-мергельных отложений.

Наиболее полно известняково-мергельная фация представлена на рр. Хатын-Камал и Торкора. Фауна в известняках этой фации отличается бóльшим обилием, чем в известняках доломитовой фации, и значительно лучше здесь сохранилась. Из биоморфно-детритусовой группы хорошо представлены: брахиоподовые, криноидные, мшанковые, водорослевые и тонкодетритусовые известняки.

По данным А. И. Золкиной, эта фауна не отличается большим разнообразием родового состава, в пределах же группы *Cyrtospirifer Verneuili* наблюдается множество вариететов. В мергелях родовой состав еще более однообразен и встречающиеся формы мельче, чем в известняках.

Известняки данной фации отличаются высоким содержанием глинистого материала — от 13 до 22% нерастворимого остатка (см. табл. 7). Глинистый материал наблюдается в виде характерных послойных примазок, заполняет углубления на неровных поверхностях известняков и распределяется в виде участков неправильной формы в карбонатном материале. Выделяются два типа мергелей: а) мергели, лишенные фауны или с редкими *Lingula* и многочисленными карбонатными конкрециями; б) мергели с очень однообразной фауной мелких спириферов, продуктусов и камаротехий.

Мергели этих обоих типов характеризуют глубину бассейна порядка 200—300 м. Наличие угнетенной морской фауны и солоноватоводных форм может указывать на некоторое опреснение вод бассейна. Опреснение увеличивалось в периоды отложения мергелей. Возможно, что это было связано с приносом материала реками.

Большие мощности осадков этой фации могут объясняться как значительным количеством приносимого терригенного материала, так и тем, что данный участок испытывал погружение. Наличие различных известняков, характеризующих условия значительного мелководья, чередующихся с более глубоководными тонкими детритусовыми и пелитоморфными известняками и мергелями, указывает на то, что погружение шло не непрерывно, а с остановками. Такие остановки были обусловлены, вероятно, тем, что периодически скорость погружения отставала от скорости накопления осадков.

4. Глыбово-конгломератовая терригенно-карбонатная фация (дарбазинская фация)

Дарбазинская фация развита в северо-восточной части Байджансайского района. Ее характеризует чрезвычайно пестрый комплекс пород. Среди них выделяются разнообразные известняки, доломитовые известняки и доломиты, имеющие линзовидное залегание и входящие также в состав глыб и обломков конгломератов и брекчий. Алевритовые и песчаные известняки и доломиты, доломитистые алевролиты также образуют линзы и слагают цемент карбонатных брекчий и конгломератов. Песчаники и алевролиты встречаются в виде линз, а также в виде гальки. Эффузивные и интрузивные породы встречаются в гальке.

Пожалуй, самыми характерными чертами дарбазинской фации являются: исключительная невыдержанность ее состава, линзовидное

залегание, быстрое выклинивание и смена пород как по вертикали, так и по простиранию. На очень коротких расстояниях известняки сменяются доломитами, песчаными доломитами и конгломератами.

В дарбазинской фации развиты водорослевые, криноидно-детритусовые, брахиоподово-детритусовые, оолитовые, псевдо-оолитовые и микрообломочные известняки, а также пелитоморфные и тонкозернистые тонкослоистые известняки и доломиты. Среди доломитов выделяются первично-седиментационные и диагенетические разности. Почти все без исключения известняки содержат значительную примесь доломита. Среднее содержание доломита в породах дарбазинской фации в сае Дарбаза I составляет 32,6%.

Терригенный материал в дарбазинской фации играет очень большую роль. Преобладают породы смешанного состава: алевритовые и песчанистые доломиты и известняки, доломитовые алевролиты, известковистые песчаники; чистые карбонатные породы встречаются редко. Среднее количество нерастворимого остатка карбонатных пород в разрезе Дарбаза I составляет 40,92%. Количество терригенной примеси в карбонатных породах дарбазинской фации к востоку постепенно убывает.

Линзы и глыбы известняков иногда переполнены хорошей сохранности *Cyrtospirifer*, *Pugnax*, *Productus*, *Camarotechia* и т. д. По заключению А. И. Золкиной, брахиоподовая фауна дарбазинской фации очень своеобразна. Она совершенно не похожа на фауну фаменского яруса Центрального Кара-тау.

Основную массу обломков и глыб в конгломератах и брекчиях составляют известняки и доломиты. Обломки измеряются сантиметрами, метрами, встречаются глыбы, достигающие в диаметре десятков и сотен метров. Мелкие обломки обычно несут следы окатанности, более крупные имеют угловатую и неопределенную форму.

Наряду с обломками карбонатных пород, в конгломератах и брекчиях дарбазинской фации периодически (?) на различных уровнях встречается галька песчаников, туфо-песчаников, диабазов, диабазовых порфиритов и др.

Большой интерес представляют линзы аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов, встречающиеся также на разных уровнях в разрезах дарбазинской фации. Длина и мощность этих линз очень разнообразны. В средней части разреза наблюдается линза с максимальной мощностью до 60 м; выше встречаются линзы с мощностью, измеряемой первыми метрами. Эти песчаники и алевролиты внешне очень сходны с красноцветными песчаниками тюлькубасской свиты. Сходство ввело в заблуждение прежних исследователей Байджансайского района, считавших контакт этих песчаников с нижележащими породами тектоническим, а разрез — сдвоенным. Это заблуждение было рассеяно С. М. Смирновым[1], показавшим линзовидное залегание песчаников среди карбонатной толщи.

Песчаники и алевролиты в линзах фаменской толщи характеризуются мелкозернистой, тонкозернистой и даже алевритовой структурами, в то время как песчаники тюлькубасской свиты в этом районе сложены более грубым материалом и содержат многочисленную гальку гранита и разнообразных эффузивных пород.

Пестрота, резкая смена типов пород и обилие разнообразного терригенного материала характеризуют дарбазинскую фацию как типичную для приостровного мелководья в архипелагах. Существование таких архипелагов в фаменское время в Байджансайском районе было, безусловно, связано с поднятиями. Наши литологические наблюдения здесь

[1] Устное сообщение С. М. Смирнова.

увязываются очень хорошо с тектоническими наблюдениями М. В. Гзовского[1]. Анализ мощностей и учет несогласий привели его к выводу, что антиклинальное поднятие на данном участке уже имело место в конце среднего девона. Выдвигание складки шло неравномерно; в моменты частичного погружения островов, в депрессиях между ними отлагались карбонатные осадки. Залегающие в ядре складки терригенные породы тюлькубасской свиты периодически размывались и перемытый материал отлагался тут же. Этим можно объяснить наличие линз красноцветных пород и большую примесь терригенного материала в карбонатной толще, присутствие на разных уровнях «зеленой гальки» и т. д. Морской прибой абрадировал крутые скалистые склоны островов, отрывал большие глыбы, которые частично дробились. На подводных склонах островов развивались оползни и обрушения, которыми также объясняется образование дарбазинских карбонатных брекчий (см. гл. IV).

Антиклинальное поднятие росло и одновременно размывалось. Рост его сопровождался, возможно, вулканической деятельностью, следы которой мы находим в виде гальки перемытых эффузивов, а также в виде пластовых тел вулканических пород в соседнем прогибе, заполненном осадками аксуранской фации.

В разобщенных котловинах между островами периодически создавались условия, благоприятные для доломитообразования.

5. Фация конгломератово-известково-песчаная (аксуранская фация)

Отложения дарбазинской фации, развитой в северо-восточной части Байджансайского района, постепенно переходят в фацию конгломератово-известково-песчаную, названную М. В. Гзовским аксуранской фацией по месту ее преобладающего развития.

Породы аксуранской фации очень близки к дарбазинским. Здесь мы встречаем известняки сходных типов, конгломераты, состоящие в основном из гальки карбонатных пород, разнообразные песчаники и гравелиты. Минералогический состав терригенного материала в аксуранской и в дарбазинской фациях сходны.

Основные отличительные черты аксуранской фации следующие:

а) Большая мощность отложений.

б) Большая выдержанность слоев по простиранию. Отдельные слои аксуранской фации тянутся на сотни метров, чего не наблюдается в дарбазинской.

в) Значительно меньшая величина карбонатных обломков. Средний размер обломков карбонатных пород в конгломератах аксуранской фации меньше, чем в дарбазинской. Глыбы, имеющие в диаметре десятки метров, здесь отсутствуют; размер обломков не превышает первых десятков сантиметров. Характерны мелкогалечные конгломераты и гравелиты, состоящие из обломочков известняка. Брекчии оползания не типичны, часто встречаются брекчии взламывания и конгломераты размыва.

г) Значительная глинистость некоторых разновидностей известняков и большое распространение тонкослоистых пелитоморфных известняков, не характерных для дарбазинской фации.

д) Значительно меньшая доломитность пород. Средняя доломитность пород аксуранского разреза — 9,4%. Доломит диагенетический, рассеян в виде отдельных кристаллов в известняках и в цементе песчаников.

---

[1] Личное сообщение.

Среднее содержание нерастворимого остатка в аксуранской фации, высчитанное по аксуранскому разрезу, достигает 23,32%, в то время как в дарбазинской фации по разрезу Дарбазы I — 40,92%. Цифра нерастворимого остатка для дарбазинской фации, возможно, несколько преувеличена за счет красноцветных песчаников и алевролитов, мощность которых в этом разрезе достигает 60 м, тогда как в других разрезах дарбазинской фации мощность этих песчаников несколько меньше. Но все же сравнение цифр показывает значительное уменьшение количества нерастворимого остатка в аксуранской фации.

Этот факт, вместе с уменьшением размеров обломков и увеличением глинистости пород, говорит о некотором удалении области отложения от источника сноса. С другой стороны, плохая окатанность и свежесть полевых шпатов указывают на то, что источник сноса находился не слишком далеко.

Большое сходство минералогического состава пород аксуранской и дарбазинской фаций показывает, что источник сноса в обеих фациях был один и тот же — Дарбазинский архипелаг. Крупные обломки и глыбы оставались вблизи берега, мелкий материал уносился течениями и отлагался в более глубоких частях бассейна.

Большая мощность осадков аксуранской фации свидетельствует о том, что область отложения испытывала погружение. Повидимому, в фаменское время к северо-западу от области дарбазинских поднятий располагался небольшой прогиб, в котором отлагались осадки аксуранской фации.

В аксуранском разрезе наблюдается чередование тонкослоистых пелитоморфных, детритусовых, микрообломочных, водорослевых карбонатных пород. Некоторые из них характеризуют мелководные, другие — более глубоководные условия. Это может указывать на то, что погружение не шло непрерывно, а с остановками, обусловленными некоторым периодическим отставанием скорости погружения от скорости накопления осадков, как это уже отмечалось нами при описании условий образования известняково-мергельной фации.

Через очень неравные интервалы в разрезе наблюдается появление слоев и линз более грубого обломочного материала — конгломератов, гравелитов. Линзы их имеют очень извилистые очертания и при выклинивании часто расщепляются. В пределах слоя или линзы также наблюдается постепенное изменение гранулометрического состава — от более крупного материала в подошве слоя до более мелкого в его верхней части.

Повидимому, периодически количество приносимого обломочного материала, а также размер обломков увеличивались. Это было связано с периодическим усилением размыва в соседней области поднятий. Неравномерность происходивших поднятий и погружений островов в дарбазинской фации сказывалась на характере и количестве обломочного материала в аксуранской фации. В распределении перемытого материала, вероятно, большую роль играли течения.

Пластовые залежи диабазов и диабазовых порфиритов представляют собой или эффузивные образования, или пластовые дайки. Они являются свидетелями вулканической деятельности, имевшей место в фаменское время в Байджансайском районе. Если это были излияния, то очаги их располагались, вероятно, среди Дарбазинского архипелага, в котором отдельные поднятия могли сопровождаться вулканическими излияниями. Лавовые покровы имели очень незначительную мощность, растекались недалеко. В обстановке многократных размывов в дарбазинской фации они не сохранились, но в глубоких частях аксуранского прогиба они могли сохраниться.

6. Фация доломитовых и известково-доломитовых осадков с примесью терригенного материала (кызылсанская фация)

В этой фации представлены отложения фаменского яруса в юго-западной части Байджансайского района. М. В. Гзовский назвал ее кызылсайской. Среднее содержание доломита в породах этой фации колеблется от 52,22 до 77,9%. Нерастворимый остаток составляет от 1,78 до 11,75%. В нижней части кызылсанской фации доломитность выше; здесь преобладают доломиты первично-седиментационные.

Доломиты нижней части кызылсанской фации тонкослоистые пелитоморфные и тонкозернистые, лишены органических остатков, довольно чистые и хорошо выдерживаются по простиранию. Изредка встречаются микрообломочные и псевдооолитовые разности. Как литологически, так и по химическому составу кызылсанские доломиты чрезвычайно сходны с доломитами низов фаменского яруса в западной части Центрального Кара-тау. Отличительной особенностью первых является присутствие анкерита, тонко рассеянного среди кристалликов доломита и образующего конкреции. В процессе выветривания анкерит частично замещается гидрогетитом, в результате чего порода окрашивается неравномерно в вишневые, розоватые и желтоватые тона. Кроме того, в тонкослоистых доломитах наблюдается значительная примесь алевритового терригенного материала.

Образование осадка можно себе представить следующим образом. Тонкий доломитовый ил осаждался непосредственно из вод бассейна, куда периодически приносился терригенный материал в виде алевритовых зерен кварца, обломочков вулканического стекла и т. д. При диагенезе происходило некоторое разрастание частиц доломита и образование анкерита.

В верхней части кызылсанской фации преобладают диагенетические доломиты: пятнистые доломитовые известняки и известковистые доломиты. Для них характерно неравномерное линзовидное распределение пород с различной степенью доломитности. При неполном замещении доломитом хорошо различаются детритусовые, псевдооолитовые, водорослевые и другие типы известняков. Также широко распространены нормальные доломиты, иногда перекристаллизованные, представляющие продукт полного замещения известкового ила. Все эти породы окрашены в темно-серые тона.

Доломитовые породы кызылсанской фации и жанкурганской толщи в западной части Центрального Кара-тау весьма сходны. Это сходство обусловлено, повидимому, общностью условий осадконакопления. Область распространения кызылсанской фации представляла собой, вероятно, участок очень мелководного открытого моря, или же залива с плоскими берегами. Терригенный материал поступал сюда скорее всего с севера и с северо-востока; весьма возможно, что источник сноса располагался довольно близко, им мог являться Дарбазинский архипелаг. Терригенный материал приносился периодически и, главным образом в первую половину фаменского века, так как верхние слои кызылсанской фации содержат меньше нерастворимого остатка.

В таком мелком море, с достаточно расчлененным рельефом дна, при самых слабых восходящих движениях возникали отмели и плоские острова. На них селились синезеленые водоросли и скудная фауна, которая могла приспособиться к условиям повышенной солености. Таким образом, обстановка осадконакопления была чрезвычайно похожа на обстановку доломитизирования в западной части Центрального Кара-тау. В западинах дна осаждался тонкий карбонатный ил, обогащенный магнезиальными солями; на склонах отмелей и островов образовывался

органогенно-обломочный осадок (детритусовый, водорослевый, микрообломочный). Отмели передвигались, одни из них периодически покрывались морем, другие осушались. Так же перемещались условия накопления осадка и на площади, чем объясняется линзовидное строение отдельных генетических типов пород. Доломит, диффузно рассеянный в осадке, мог мигрировать в нем в стадии диагенеза, образуя пятнистую текстуру.

Для описанной фации характерно наличие в нижней ее части вулканогенного материала. Привнос его мог происходить также с севера или с северо-востока, где, возможно, в это время проявляли себя очаги вулканической деятельности.

V. ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЕ В КАРА-ТАУ

В последней четверти прошлого столетия в ряде свинцово-цинковых месторождений за рубежом было установлено широкое развитие гидротермально-метасоматической доломитизации известняков в связи с оруденением. Вскоре роль и значение фактора гидротермальной доломитизации стали необоснованно преувеличивать. В крупнейших рудных районах мира все доломиты, вмещающие рудопроявления, без особых доказательств стали рассматривать как гидротермально-метасоматические.

Почти все исследователи Кара-тау приписывали исключительно большое значение процессам метасоматического замещения известняков доломитом при воздействии глубинных термальных растворов, связанных с магматическим очагом. Считалось, что эти растворы несли одновременно ряд рудных компонентов, и доломитизации придавалось значение универсального поискового признака.

Доломитовые породы, генезис которых считался без всяких доказательств гидротермально-метасоматическим, часто слагают мощные пачки, измеряемые десятками, а иногда и первыми сотнями метров.

Как признает сейчас И. И. Князев (1954), один из старейших исследователей Кара-тау, такие установившиеся представления «мало способствовали расчленению доломитов в рудных районах на генетические группы . . .» Между тем, выделение таких групп пород, как показывает наш опыт, вполне возможно.

Работы советских литологов, занимавшихся изучением карбонатной толщи верхнего палеозоя на Русской платформе, внесли ценный вклад в дело изучения доломитовых пород вообще.

В первые годы, начиная с работ Н. А. Головкинского, С. Н. Никитина, М. Э. Ноинского, еще господствовали представления о вторичном (эпигенетическом в современном понимании) происхождении всех доломитовых пород из известняков. Но в последние десятилетия многие исследователи стали высказываться против теории широкой эпигенетической доломитизации.

Благодаря работам Г. И. Теодоровича (1950), Н. М. Страхова (1951), Н. В. Хворовой (1948) и других выясняется преобладающая роль процессов седиментогенеза и диагенеза в доломитообразовании. Новые представления способствовали выделению многочисленных генетических типов среди доломитовых пород.

Работа, проведенная нами в районе широкого развития доломитовых пород в Кара-тау, который является также одним из крупнейших рудных районов, позволяет нам по-иному подойти к вопросу о доломитообразовании. В основу исследования нами был положен литогенетический фациальный метод. Изучение показало, что в карбонатной толще Кара-тау можно выделить ряд литогенетических типов доломитовых пород и определить фациальную обстановку, в которой они получили большое развитие.

В отложениях фаменского яруса Кара-тау и Байджансайского района широким распространением пользуются диагенетические доломиты, первичные же доломиты имеют подчиненное значение. Неравномерное содержание доломита в этих породах, наличие всех возможных переходов — от слабо доломитовых известняков, сохранивших первичную органогенную текстуру, до нормальных доломитов, а также разнообразие форм и размеров доломитовых выделений, избирательный характер доломитизации, — все это указывает на доломитизацию первично-известкового ила.

Фациальный облик этих доломитовых пород характеризует обстановку очень большого мелководья. На это указывает раздробленность органических остатков и, в первую очередь, обилие синезеленых водорослей. Об этом же говорит обилие обломочных текстур вообще и текстуры взмучивания. Обилие обломочных текстур указывает также на неровный рельеф дна, периодическое возникновение подводных поднятий и отмелей. В доломитовой фации Центрального Кара-тау, характеризующейся большой чистотой карбонатного материала, эти поднятия могли выводить временами из-под уровня морской воды только карбонатные осадки фаменского яруса; они слагали отмели, которые тут же размывались и передвигались.

Совсем иная фациальная обстановка существовала в фаменское время в северной части Байджансайского района. Здесь поднятия выводили на поверхность более древние терригенные породы и сопровождались вулканическими излияниями. Такие островные поднятия давали массу терригенного материала, который отлагался одновременно с карбонатным. На склонах поднятий и на отмелях обитали синезеленые водоросли и нередко разнообразная морская фауна, раковины которой дробились волнами.

При таком рельефе морского дна даже незначительные восходящие движения могли периодически превращать целые участки моря в обширные отмели и острова. В Центральном Кара-тау эти отмели и острова были плоские, в Байджансайском районе — скалистые. Между ними располагались различных глубин и размеров котловины, в которых вода в условиях сухого и жаркого климата интенсивно испарялась и концентрация солей в воде повышалась. Эти участки моря могли быть прибрежными, но могли также располагаться и вдали от берега. Связь с водами открытого моря временами нарушалась и отсутствовала вовсе. Этому способствовало также наличие подводных барьеров. Фациальные условия приближались к лагунным. В таких условиях доломитообразование могло проходить в значительных масштабах. Временами в западной части Центрального Кара-тау (особенно к концу фаменского века) прогрессивное осолонение отражалось и на биоценозах. Фауна обеднялась видами и мельчала. Если бы это было следствием растворения и перекристаллизации, мы бы находили остатки различных групп организмов, чего не наблюдается. Так, в бассейнах Центрального Кара-тау выживает один вид *Camarotechia turanica*, представленный очень мелкими формами. В такие периоды на довольно больших участках моря могло возрастать осаждение магнезиальных солей непосредственно из морской воды в процессе седиментогенеза. Но таких периодов в фаменское время было не так много. Повидимому, чаще содержание магнезиальных солей в морской воде было только близким к стадии насыщения. Сезонные и периодические климатические изменения и, возможно, привнос магнезиальных солей извне вызывали повышение содержания солей; в моменты пересыщения магнезиальная соль выпадала в осадок. Выпадала ли она в виде доломита, сказать сейчас трудно. Возможно, что это была основная соль магния, а доломит как минерал формировался уже в процессе диагенеза осадка,

когда происходило и перераспределение доломитового материала, стягивание его, образование пятнистых текстур доломитовых известняков и известковых доломитов.

Заросли синезеленых водорослей обусловливали интенсивный процесс фотосинтеза, который влиял на повышение pH, и это являлось дополнительным фактором доломитообразования.

Таким образом, мы считаем, что в фаменское время в Кара-тау в определенных фациальных условиях шло доломитообразование в больших масштабах. Преобладающее значение имело доломитообразование в стадии диагенеза осадка, но в конце фаменского века большое количество доломита осаждалось в стадии седиментогенеза. Довольно мощные пачки тонкослоистых доломитов верхов фамена, имеющие значительную протяженность в Центральном Кара-тау, представляют, вероятно, в значительной своей части первичные образования. На это указывает также большая выдержанность химического состава доломитовых слоев. Пелитоморфные частицы доломита могли несколько разрастаться в стадии диагенеза осадка, давая наиболее распространенные тонкозернистые структуры.

Рассмотрим роль эпигенетических процессов в формировании доломитов. Нами выделен условно эпигенетический тип перекристаллизованных «искристых» доломитов. Реликтовые текстуры в таких породах сохраняются очень редко. Но все же иногда под микроскопом удавалось наблюдать такие текстуры, как псевдооолитовые и биоморфно-детритусовые. Кроме того, в вертикальных разрезах и по простиранию наблюдались постепенные переходы от пород, сохранивших следы первичного или диагенетического доломитообразования, к породам, окончательно их утратившим. Как уже говорилось, мы считаем эти породы скорее метаморфизованными.

К эпигенетическим процессам, игравшим доломитообразующую роль, относятся: а) процессы, связанные с гидрохимическим режимом подземных вод, пропитывавших литифицированные карбонатные породы; б) гидротермальные процессы; г) процессы выветривания.

Работами Н. К. Игнатовича и других советских гидрогеологов установлена гидрохимическая вертикальная зональность подземных вод в областях погружений. Минерализация этих вод постепенно растет с глубиной и гидрохимический тип вод последовательно меняется от гидрокарбонатного к гидрокарбонатно-сульфатному, сульфатному и хлоридному. Существование таких вод в карбонатных породах Кара-тау (в периоды погружений) предположить довольно легко. Их циркуляция могла оживляться в различные моменты геологической истории этого района. Эти воды были, безусловно, теплые. При циркуляции по трещинам и порам теплых хлоридно-сульфатных вод могла происходить эпигенетическая доломитизация.

Как отмечает Н. М. Страхов, процесс образования доломита в таких условиях аналогичен процессу садки доломита из вод осолоненных лагун.

Таким путем могли образоваться небольшие линзообразные и жильные тела, прожилки и включения, сложенные крупнокристаллическим доломитом. Объем этих образований по отношению к общей массе доломитовых пород очень невелик. Даже в случае предельно большой пористости карбонатных пород масса воды, заполнявшая поры, была бы недостаточна для того, чтобы осадить большие количества доломита. Этот процесс мог обусловить незначительные перемещения доломитового вещества в первоначально доломитовых породах, дедоломитизацию на одних участках и увеличение доломитности — на других.

М. В. Муратов и П. И. Котылев (1936) приписывали большое значение метасоматическому замещению известняков доломитом при воздействии термальных растворов, связанных с магматическим очагом. Считалось,

что эти растворы несли одновременно и ряд рудных компонентов, поэтому доломитизации придавалось значение универсального поискового признака. В действительности такой закономерности нет. Рассеянная рудная минерализация бывает приурочена к пластовым телам, сложенным доломитовыми породами различных генетических типов, иногда перекристаллизованным, с реликтами первичных текстур. Рудные минералы часто связаны с псевдооолитовыми известняками, присутствуют иногда в обломочках доломитовых оолитов. Никакой связи оруденения с метасоматической доломитизацией нигде не наблюдалось. Во всяком случае, если эпигенетическая доломитизация такого типа и наблюдается где-нибудь в Кара-тау, количественно она может иметь совершенно ничтожное значение.

Пассивная доломитизация пород, за счет выноса из них $CaCO_3$ при выветривании, практически бывает ничтожна. Наоборот, в зоне выветривания широкое развитие получили, повидимому, процессы раздоломичивания или кальцитизация. Доломит растворялся сульфатными водами, получавшимися при выветривании пирита. $MgSO_4$ выносился, а кальцит залечивал образовавшиеся поры и открытые трещинки.

VI. КАЛЬЦИТИЗАЦИЯ

Более широко, чем кальцитизация, известны термины «раздоломичивание» и «дедоломитизация». Мы считаем более правильным применять к процессам, протекавшим в доломитовых породах Кара-тау, термин кальцитизация. Мы выделяем два типа кальцитизированных доломитов.

Рис. 31. Кальцитизированный доломит. Фаменский ярус. Миргалимсай. Черное — прокрашенный кальцит. 1 николь. × 32.

а) Массивные доломиты серого и светлосерого цвета, иногда с пятнисто-узорчатой текстурой. Реликтовые текстуры в этих породах чрезвычайно трудно заметить даже под микроскопом. Обычно это доломитовые породы с довольно разнозернистой структурой и пятнисто-узорчатой текстурой. Кальцит среднезернистый и крупнозернистый образует прозрачные кристаллы лапчатой формы и полисинтетическиедвойники, слагающие неправильные участки размером от 0,5 до 5,0—8,0 мм. Прозрачные кристаллы кальцита, относительно более крупные, чем кристаллы доломита, хорошо выделяются среди буроватых и мутноватых кристаллов доломита. Контуры кальцитовых включений извилисты; по краям их отчетливо видна коррозионная текстура: кристаллы кальцита корродируют и замещают кристаллы доломита (рис. 31). Кальцит проникает между гранями и внутрь кристаллов доломита по трещинкам спайности. Иногда под микроскопом обнаруживается незаметная макроскопически связь таких включений с тончайшими трещинками извилистой формы, заполненными кальцитом. Это хорошо видно в прокрашенных шлифах (рис. 31).

б) Другой тип представляют известковистые доломиты с брекчиевидной или псевдобрекчиевидной текстурой. Макроскопически в них видны обломки разнообразной величины, остроугольной формы, темносерые, доломитовые, с различной структурой. Цементирует их светлый крупнокристаллический кальцит (рис. 32 и 33). По внешнему виду такие доло-

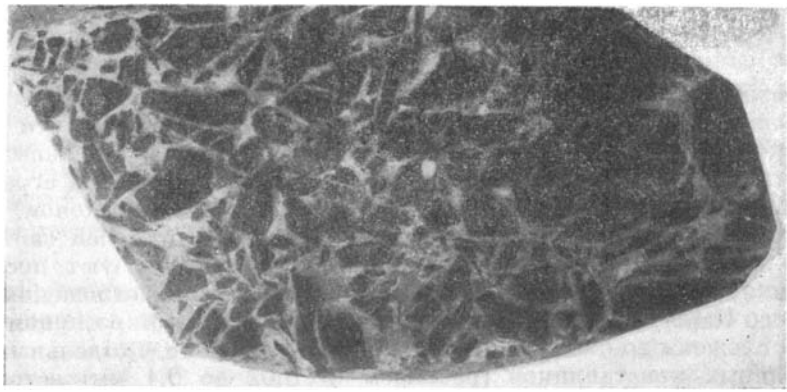


Рис. 32. Кальцитизированный доломит. Турнейский ярус. р. Бир-Есек. Центр. Кара-Тау. Нат. вел.

миты очень похожи на брекчии взламывания, но отличаются тем, что пересекают слои. Существенным отличием является также состав цемента; в брекчиях взламывания он отвечает составу обломков. Большей частью можно видеть, что такие брекчиевидные участки доломита связаны с зоной трещиноватости в породах. Под микроскопом можно видеть, как доломит

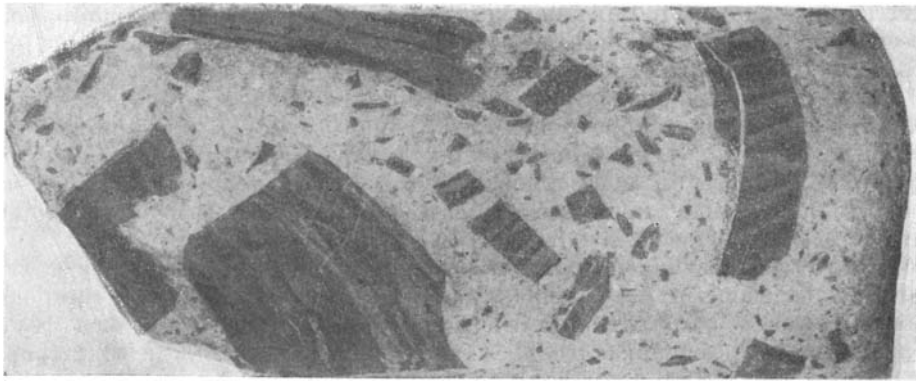


Рис. 33. Кальцитизированный доломит. Фаменский ярус. Миргалимсай. Нат. вел.

основной массы породы с различной структурой (от тонкозернистой до среднезернистой и крупнозернистой), иногда с реликтовой текстурой, сечется сетью прямолинейных кальцитовых прожилков в различных направлениях. Порода в промежутках между прожилками представляет как бы остроугольные обломки. Интересно отметить, что по границе прожилков и породы почти не наблюдается следов замещения доломита кальцитом.

Кальцитизация доломитов осуществлялась, повидимому, различными путями. В массивных доломитах она протекала в стадию эпигенеза,

сопровождаясь растворением доломита водами, циркулировавшими по трещинкам. Кальцитизация брекчиевидных доломитов могла протекать в зоне выветривания. Доломит здесь мог растворяться сульфатными водами при окислении пирита. Тут же происходило залечивание кальцитом открытых трещин в трещиноватых породах. В обоих случаях процесс кальцитизации явно вторичный.

VII. ОКРЕМНЕНИЕ

В различных горизонтах изученной толщи карбонатных пород наблюдались скопления кварца, реже халцедона. Кварц встречается в виде макроскопически различимых линзовидных стяжений и отдельных идиоморфных кристаллов, агрегатных конкреционных стяжений и агрегатных секреционных выделений, наблюдаемых только под микроскопом. Линзовидные стяжения кремня черного цвета, размером от долей сантиметра до 40—60 см, имеющие плоско-вытянутую форму, образуют послойные скопления; они часто встречаются в нижнетурнейских отложениях Центрального Кара-тау и Байджансайского района. Под микроскопом видно, что они сложены тонкозернистым кварцем. Кварц в виде отдельных бипирамидальных кристалликов (размером от 0,02 до 0,1 мм) встречается довольно часто в различных горизонтах фаменского яруса Центрального Кара-тау. Иногда кварц находится в виде правильных ромбоэдров в доломитах жанкурганской толщи и в доломитовых породах визе. Кварц в форме ромбоэдров представляет псевдоморфозы по кристаллам доломита.

Конкреционные выделения кварца представляют агрегаты квардевых зерен в форме пятен с нечеткими очертаниями. Размер зерен кварца в таких выделениях равен 0,02—0,1 мм. Они встречаются в разнообразных карбонатных породах верхнего девона и нижнего карбона, но количество их ничтожно мало.

Среди секреционных выделений кварца различают: 1) агрегатные скопления в порах и кавернах доломитовых пород; 2) псевдоморфозы по органическим остаткам в известняках и доломитовых породах; 3) заполнения трещин (прожилки) в породах различных типов.

Размер зерен кварца в таких выделениях колеблется в широких пределах. В периферических частях заполнения зерна имеют иногда более крупные размеры, чем во внутренних, иногда же, наоборот, крупные зерна наблюдаются в центральных частях. Это объясняется тем, что процесс заполнения кремнеземом свободных полостей и трещин мог идти в несколько стадий.

Псевдоморфозы изредка встречаются в породах фаменского яруса, значительно чаще в известняках верхнего турне и особенно широкое развитие имеют в известняках визейского яруса, где почти вся фауна подверглась окремнению. Кварц замещает здесь створки и шипы брахиопод (см. рис. 2), камеры фораминифер, ячейки мшанок, септы кораллов.

Как видно, окремнение карбонатных пород Кара-тау имеет региональный характер. Нами нигде не наблюдалось приуроченности его к зонам тектонических нарушений.

Окремнение представляет собой довольно длительный процесс, протекавший, повидимому, в несколько стадий: он начался еще в стадию диагенеза осадка и продолжался в породе после литификации. Миграция SiO_2 происходила в иловых водах и в водах, цикрулировавших по трещинам. Нередко кремнезем осаждался из тех же растворов, из которых выпадал кальцит, на что указывает их совместное нахождение в прожилках. Реже кварц встречается в прожилках совместно с доломитом.

Кремнистые образования карбонатных толщ часто связывают с перераспределением кремнезема, слагающего скелетные остатки организмов

(губок, диатомей, радиолярий). Но в карбонатных толщах Кара-тау биогенный источник кремнезема принимать в расчет не приходится из-за отсутствия в них таких организмов. Нам кажется более вероятным связывать первичные источники кремнезема с вулканической деятельностью в Кара-тау. В горизонтах, сложенных карбонатными породами, в которых широко развито окремнение, одновременно встречаются и вулканические породы. Такой парагенезис имеется для карпешского горизонта и особенно для средней и верхней частей визейского яруса. Кремнистые образования в верхах турнейского яруса, повидимому, возникали в результате миграции кремнезема из вышележащей толщи, сложенной терригенными и вулканогенными породами.

Слабые проявления вулканической деятельности, имевшие место в верхнедевонское и нижнекаменноугольное время в Кара-тау, могли сопровождаться газовыми и водными выделениями (фумаролами), богатыми кремнеземом.

VIII. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ МАРГАНЦА, СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ФАМЕНСКОГО ЯРУСА И НИЖНЕТУРНЕЙСКОГО ПОДЪЯРУСА КАРА-ТАУ

В данной главе мы делаем первую попытку изложить некоторые закономерности в распределении элементов Mn, Pb, Zn и Ag, наметившиеся при литологическом изучении карбонатных пород фаменского яруса в нижней части турнейского яруса в Центральном Кара-тау и в Байджансайском районе. В нашем распоряжении имеется 100 химических определений содержания марганца и около 200 спектральных анализов по свинцу, цинку и серебру.

Содержание Mn в известняках фаменского яруса и нижнего карбона колеблется от 0,01 до 0,1%; средний кларк Mn в известняках равен 0,05%.

Содержание Mn в доломитовых породах колеблется от 0,1 до 3,0%; оно явно превышает средний кларк марганца в доломитах. Интересно отметить, что содержание марганца в доломитовых породах нередко выше, чем железа.

Приуроченность высоких содержаний марганца к доломитовым породам в отложениях фаменского яруса и нижнего турне наблюдается на всей изученной площади Центрального Кара-тау и Байджансайского района.

Высокие содержания марганца характерны для доломитовых фаций западной части Центрального Кара-тау и южной части Байджансайского района, а также для дарбазинской фации.

Как показывают спектральные анализы, с высокими содержаниями марганца и с доломитовыми породами связано также наличие рассеянных малых элементов Pb, Zn и Ag. В ряде вертикальных разрезов, представляющих чередование известняков и доломитов, уловлена зависимость содержания этих элементов от состава пород. В доломитовых породах, приближающихся к нормальным, в большинстве проб спектральные анализы показывают содержание Pb и Zn, реже Ag в количествах: «много», «есть», «мало».

В известняках чистых, глинистых, слабо доломитистых и в мергелях в большинстве проб эти элементы отсутствуют.

Наблюдается зависимость наличия Pb и Zn и от текстурных особенностей пород. Наиболее часто эти элементы присутствуют в породах с псевдооолитовой текстурой. При наличии такой текстуры в слабо доломитовых известняках обнаруживаются иногда следы этих элементов. В доломитовых породах с такой текстурой можно обнаружить визуально и микро-

химическими реакциями присутствие тонкорассеянных кристалликов галенита. Под микроскопом наблюдались выделения галенита в оболочках доломитовых оолитов и онколитов (см. рис. 17).

Присутствие рассеянных элементов Pb и Zn, реже Ag в доломитовых породах связано, вероятно, с процессами седиментации, диагенеза осадка и с доломитообразованием.

Приуроченность этих элементов к доломитам с псевдооолитовой или первично-водорослевой текстурой говорит о диагенетическом их перераспределении, возможно, с участием синезеленых водорослей.

Если синезеленые водросли могли в какой-то мере усваивать растворимые соли свинца и цинка, то на участках, где они обитали, осадок мог несколько обогащаться этими элементами. Связь малых элементов с доломитовыми породами с высоким содержанием марганца может говорить об общих их источниках. Анализируя условия рудообразования восточно-башкирских марганцевых месторождений, Н. П. Херасков (1951) приходит к выводу, что наиболее вероятным первичным источником марганца являются водные и газовые выделения, связанные с вулканической деятельностью.

Уже давно известен часто наблюдаемый парагенезис марганцевых минералов с минералами свинца и цинка. Марганцевые минералы и заметные концентрации марганца наблюдаются в низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях. Они являются характерными минералами в месторождениях так называемой золото-серебряной формации, связанной с эффузивными породами (Херасков, 1951).

В районах, располагавшихся в близком соседстве с очагами извержений, в осадки время от времени механически заносился и осаждался пепловый материал, который наблюдается в фаменских отложениях Центрального Кара-тау; на дне бассейна могли выделяться пары и газы и действовать подводные вулканические источники. Все эти выделения могли содержать Pb, Zn и Ag.

Не исключена возможность, что вулканические источники доставляли также дополнительные порции магния, резко повышавшие степень насыщения магнезиальными солями вод бассейна, что увеличивало масштаб доломитообразования.

Высказанная нами гипотеза о предполагаемом вулканическом первичном источнике малых элементов и марганца в доломитовых породах исследованного района нуждается еще в подтверждении бо́льшим фактическим материалом.

В настоящее время более распространенной является точка зрения о возможном поступлении этих элементов в бассейн в растворах выветривания с континента. Согласно данным, приводимым Н. М. Страховым (1954), малые элементы (в том числе Pb, Zn) в главной своей массе мигрируют в форме механической взвеси; лишь ничтожная доля перемещается в растворах. Мигрируя в форме механической взвеси, они связаны с пелитовой фракцией осадка и подчиняются законам механической дифференциации. Таким образом, должна наблюдаться приуроченность этих элементов к более тонкозернистым осадкам — глинам и мергелям.

Предполагая поступление с континента, следовало бы ожидать, что среди изученных нами фаций малые элементы будут концентрироваться в известково-мергельной фации. В действительности же несколько повышенное содержание Pb, Zn и Ag наблюдается в Центральном Кара-тау как раз в наиболее чистых доломитовых породах и почти полное их отсутствие — в известняках и мергелях. Это заставляет нас отказаться от предположения о возможном приносе малых элементов, как продуктов выветривания, с континента.

IX. ВЫВОДЫ

К началу фаменского века на всей площади современного Кара-тау существовали уже морские условия. Но море, покрывавшее Кара-тау, на разных участках имело различную глубину и различный гидрохимический режим.

Так, в западной части Центрального Кара-тау фаменское море было чрезвычайно мелководно, изобиловало многочисленными плоскими отмелями, низменными островами и полуизолированными котловинами. Вокруг островов и отмелей в зонах волнения и взмучивания накоплялись детритусовые, мелкообломочные и псевдооолитовые карбонатные осадки; в котловины сносился более тонкий карбонатный материал. В условиях сухого и жаркого климата в этих частях фаменского моря создавалась обстановка, благоприятная для доломитообразования. Содержание магнезиальных солей в этих водах было близко к стадии насыщения воды доломитом. Сезонные и периодические климатические изменения, а также возможный привнос магнезиальных солей при подводном вулканизме могли вызывать резкое повышение содержания их, доходящее до стадии пересыщения и выпадения в осадок. Формирование доломита и его перераспределение происходили в осадке, в стадию диагенеза; одновременно могло происходить также осаждение сульфидов железа, свинца и цинка, которые встречаются в виде тонкорассеянных кристалликов в доломитовых породах, а иногда концентрируются в оболочках доломитовых оолитов.

Сравнительно небольшие мощности осадков в этой области, резкая смена генетических типов в вертикальном направлении и на площади, широкое развитие обломочных текстур говорят о периодических поднятиях отдельных участков, на которых осадки размывались.

Доломитовая фация фаменского яруса западной части Центрального Кара-тау по мере движения на восток постепенно сменялась известняково-мергельной, отличающейся значительным увеличением роли терригенного материала и большой мощностью осадков, достигающей местами 1200—1500 м.

В противоположность западной части, восточная часть Центрального Кара-тау на протяжении фаменского века, в период отложения известняково-мергельной фации, испытывала погружение. Здесь, вероятно, располагался прогиб.

Чередование в разрезе мелководных биоморфно-детритусовых и обломочных известняков и более глубоководных тонкозернистых известняков и мергелей можно объяснить тем, что погружение шло неравномерно, сопровождалось периодическими остановками. Эти остановки были связаны с приносом большого количества тонкого терригенного материала, быстро заполнявшего прогиб. Темп прогибания отставал от скорости накопления осадка. Материал мог приноситься с востока или с северо-востока, о чем можно судить по постепенному увеличению терригенной примеси в карбонатных породах с запада на восток.

Наличие в мергелях угнетенных биоценоз и солоноватоводных форм указывает на то, что с приносом тонкого терригенного материала было связано периодическое опреснение бассейна. Можно предполагать, что тонкая терригенная муть приносилась какой-то крупной рекой.

Большая глубина бассейна и обилие в нем тонкого терригенного материала оказались неблагоприятными для доломитообразования. Интересно отметить, что обстановка отложения мергельно-известняковой фации была также неблагоприятна и для образования рассеянных сульфидов.

Возможно, что прогиб, в котором отлагались осадки известняково-мергельной фации, продолжался на юго-восток до хребта Боролдай, где в фаменский век имели место сходные фации.

Одновременно в Байджансайском районе в фаменском море на разных его участках отлагались осадки в различных фациях. В северо-восточной части Байджансайского района формировалась дарбазинская фация, связанная с периодическим возникновением островных поднятий, дававших массу обломочного материала. Более грубый материал отлагался на месте, более мелкий выносился к западу, заполняя Аксуранский прогиб. В юго-западной части Байджансайского района в это время существовали условия, близкие к лагунным, с режимом, аналогичным западной части Центрального Кара-тау. В полузамкнутых котловинах или заливах происходило доломитообразование. Отличительной чертой этой фации является принос значительного количества алевритового терригенного материала, вероятно, с севера, из района Дарбазинского архипелага.

Из описанных нами фаций по крайней мере три являлись доломитообразующими в широком смысле. Доломитообразование происходило в результате высокой концентрации магнезиальных солей в мелководных водоемах, воды которых в условиях сухого и жаркого климата периодически достигали стадии пересыщения доломитом.

Разнообразие фациальных условий, наблюдавшееся в фаменское время, значительно уменьшается в нижнекаменноугольное время. Нижнекаменноугольные отложения отличаются большей выдержанностью и меньшей фациальной изменчивостью. Доломитовые фации играют в нижнекаменноугольных отложениях не меньшую роль, чем в отложениях фаменского яруса. В слоях этрень широко распространены седиментационные доломиты, в отложениях нижнего турне преобладают доломиты диагенетические. Это указывает на некоторое уменьшение концентрации магнезиальных солей в водах нижнетурнейского моря. В отложениях верхнего турне и визе преобладают уже известковые осадки и большое развитие получают процессы окремнения, возможно, связанные с вулканизмом.

Главным фактором доломитообразования в Кара-тау являлась определенная фациальная обстановка. Доломитообразование седиментационно-диагенетического типа имело региональный характер.

Доломитообразующая роль эпигенеза была ничтожна. С процессами эпигенеза связано только дальнейшее перераспределение карбонатов и одновременно, вероятно, рудных элементов.

Вулканическая деятельность, следы которой наблюдались нами в различных горизонтах верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, носила характер подводного вулканизма. Вулканические очаги располагались, повидимому, на северо-западе изученного района, а, возможно, также на северо-востоке и в пределах Байджансайского района, где в фаменских отложениях были обнаружены пластовые тела вулканических пород. Водные или газовые вулканогенные выделения могли быть дополнительным источником магния для вод бассейна, а также первичным источником Mn, Pb и Zn.

Повышенные содержания этих элементов в наиболее чистых доломитах и полное отсутствие их в глинистых известняках и мергелях позволяют отказаться от предположения о приносе этих элементов как продуктов выветривания с континента.

ЛИТЕРАТУРА

Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород. М.—Л., Гос. научн. техн. издат., 1922.

Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре. Тр. Мин. музея Акад. наук СССР, 1927, 3.

Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы. В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Машкара И. И. Геология Центрального Кара-тау. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1939, вып. 1.

Муратов М. В. и Котылев П. И. Петрографическая характеристика известняков девона и карбона центральной части хребта Кара-тау. Тр. Моск. Геол.-развед. инст., 1936, 2.

Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, № 4.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. Изд. Акад. наук СССР, 1954.

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд. Акад. наук СССР, 1950.

Хворова И. В. Литологический очерк среднекаменноугольных отложений Касимовского района Рязанской обл. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, № 4.

Херасков Н. П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений. В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд. Акад. наук СССР, 1951.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолиздат, 1948.

Юшко С. А. Новые методы минералогического исследования окисленных руд. М., Госгеолиздат, 1953.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

И. В. ХВОРОВА

ДОЛОМИТЫ КАРБОНА И МОРСКОЙ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

На западном склоне Южного Урала каменноугольные и морские нижнепермские отложения представлены очень мощным комплексом крайне разнообразных и изменчивых, преимущественно терригенных отложений, среди которых присутствует значительное количество кремнистых и карбонатных пород, как биогенных, так и хемогенных. Стратиграфия этих отложений, а также их общая литологическая и фациальная характеристика уже были подробно освещены в литературе (Руженцев, 1936, 1948, 1950, 1951, 1952). Кроме того, очень интересные частные вопросы литогенеза были выявлены при изучении состава и стратификации флишевых толщ, привлекавших особое внимание геологов (Богданов, 1946; Келлер и Пущаровский, 1945; Келлер, 1949, и др.). Однако детальная литологическая характеристика и парагенетические связи пород этого многокомпонентного комплекса осадков Уральского передового прогиба изучены пока недостаточно, вследствие чего многие особенности литогенеза остаются нераскрытыми.

Одной из пород, которая выпала из поля зрения исследователей и, как правило, определялась неверно, является доломит. В описаниях разрезов, приводимых различными геологами, доломиты фигурируют либо как песчаники, либо, еще чаще, как мергели или глинистые известняки. Даже при характеристике состава флишевых ритмов, где послойно рассматривались все текстурные и структурные детали пород, доломиты определялись как мергели, вследствие чего не были выявлены особенности некоторых флишевых толщ, характерным членом которых являются не известняки, а доломиты.

Ввиду того, что структурные особенности и условия образования доломитов флишевых и сходных с ними комплексов освещены в литературе слабо, представляется небезынтересным дать описание изученных нами южноуральских доломитов.

Как будет показано ниже, последние связаны с определенными стратиграфическими горизонтами, что может быть использовано, конечно, с некоторой осторожностью, при предварительной корреляции разрезов.

Материал, положенный в основу данной статьи, собирался на западном склоне Урала, от р. Табантала на юге до р. Ика на севере, т. е. в полосе протяжением около 300 км. Здесь были изучены разрезы среднего и верхнего отделов карбона, а также ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Следует отметить, что вследствие неодинаково хорошей обнаженности толщ различного возраста, содержащих доломиты, характер сочетания последних с другими осадками не может быть освещен с одной и той же подробностью для всех горизонтов.

Для выявления структурных соотношений кальцита и доломита при микроскопических исследованиях применялся метод окрашивания шлифов способом Лемберга, причем употреблялся второй вариант третьей реакции, т. е. шлиф обрабатывался горячим 10% раствором $AgNO_3$ и затем насыщенным раствором K_2CrO_4. Кроме того, иногда для окрашивания применялись подкисленные чернила, что тоже дает хорошие результаты и как простой и быстрый метод заслуживает внимания.

Некоторое количество образцов было проанализировано (карбонатный анализ) в химической лаборатории отдела сравнительной литологии ИГН, руководимой Э. С. Залманзон, и изучено термически Д. А. Виталем, за что пользуюсь случаем выразить им благодарность.

11. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДОЛОМИТОВ

В изученном разрезе, включающем осадки от башкирского яруса среднего карбона до артинского яруса нижней перми включительно, доломиты распределены неравномерно: в одних стратиграфических подразделениях они отсутствуют или почти отсутствуют, в других являются характерной породой многих фациальных комплексов. Чтобы ясно было, как распределены доломиты по разрезу и с какими толщами они ассоциируют, ниже приводится краткая обобщенная характеристика основных стратиграфических подразделений.

Средний карбон несколько условно подразделяется здесь на два яруса: башкирский и московский (Хворова, 1937).

Башкирский ярус представлен мощной толщей (500—600 м) песчано-глинистых отложений, весьма слабо обнаженных. В средней части яруса обычно наблюдается обогащение разреза органогенно-детритовыми известняками и своеобразными мелкообломочными известняковыми брекчиями, содержащими остроугольные кусочки кремнистых пород. Местами, преимущественно в северной части района, в середине яруса появляются мощные известняковые глыбовые брекчии. Доломитов в башкирском ярусе не встречено.

Московский ярус представлен осадками трех фациальных зон: восточной или Алимбетской, переходной или Урало-Сакмарской и западной или Сакмарско-Икской.

Разрезы первой зоны характеризуются преобладанием грубых песчаников, гравелитов и конгломератов, среди которых местами наблюдается скопление крупных известняковых валунов и глыб. Эти отложения сосредоточены преимущественно в нижней и верхней частях яруса, в средней же части количество их сильно сокращается, и появляются значительные пачки песчано-глинистых отложений флишевого типа с многочисленными прослоями органогенно-обломочных известняков.

В переходной — Урало-Сакмарской зоне основной фон разрезов создают песчано-аргиллитовые осадки флишевого и флишоидного характера, обогащенные небольшими прослоями органогенно-обломочных известняков, как весьма грубых, так и мелкозернистых, являющихся закономерным членом флишевых ритмов, в которых они часто образуют первый элемент. Кроме того, в разрезах переходной зоны присутствуют горизонты оползневых глинисто-глыбовых брекчий, как небольших, так и мощных (25—50 м).

Разрезы западной зоны имеют более глинистый состав; песчаников и органогенно-обломочных известняков здесь уже несравненно меньше, но зато в нижней и верхней частях яруса появляются мощные пачки плитчатых афанитовых известняков.

Мощность яруса изменяется от 265 до 730 м.

Несмотря на обилие карбонатных пород, доломиты в московских отложениях отсутствуют.

Верхний карбон расчленен В. Е. Руженцевым (1945, 1950) на два яруса: жигулевский и оренбургский, причем в первом выделены два горизонта: абзановский и зианчуринский.

Абзановский горизонт представлен на всей изученной территории сравнительно однообразными, мало меняющимися отложениями, весьма сходными с московским ярусом Урало-Сакмарской зоны. Они состоят из зеленоватых аргиллитов с прослоями песчаников и органогенно-обломочных известняков, которые, чередуясь, слагают однообразные толщи флишевого и флишоидного типов. На северо-западе района разрезы становятся более глинистыми, а на юге грубеют, и местами в них появляются довольно мощные пачки песчаников и небольшие конгломератовые прослои. Известняки, свойственные московскому ярусу западной зоны, отсутствуют. Оползневые брекчии встречаются, но мощность их небольшая. Изредка появляются тонкие прослои известковых доломитов с радиоляриями.

Мощность горизонта меняется от 260 до 460 м.

Зианчуринский горизонт характеризуется весьма изменчивым литологическим составом. Как и в московском ярусе, здесь можно выделить три основные фациальные зоны: Алимбетскую (восточную), Урало-Сакмарскую (переходную) и Сакмарско-Икскую (западную).

В пределах восточной зоны зианчуринский горизонт состоит из трех толщ: нижней — песчано-гравелитово-конгломератовой, средней — песчано-аргиллитовой, местами содержащей конкреции и тонкие прослои известково-доломитовых пород с растительным шламом, и верхней — песчано-аргиллитовой с большим количеством мелководных органогенных известняков.

Переходная зона характеризуется существенным изменением отложений. Нижнезианчуринская конгломератовая пачка выклинивается и вместо нее появляются мощные глинисто-глыбовые оползневые брекчии, достигающие местами 100—150 м. Средняя и верхняя части горизонта представлены толщей темных и зеленых аргиллитов, чередующихся с песчаниками и доломитами (доломитовый флиш), среди которых встречаются прослои доломитизированных органогенных известняков и сравнительно небольшие горизонты оползневых брекчий.

В западной зоне исчезают оползневые горизонты, но появляются мощные известняковые брекчии обвалов, состоящие из огромных глыб; брекчии эти приурочены к кровле горизонта. Остальная часть разреза попрежнему образована песчано-аргиллитовыми и доломито-песчано-аргиллитовыми отложениями, облик которых, однако, заметно изменяется: среди них постепенно уменьшается количество песчаников, появляются черные битуминозные аргиллиты, а также тонкие прослои силицитов.

Мощность горизонта изменяется от 135 до 750 м.

Зианчуринский горизонт, таким образом, характеризуется большим развитием доломитов, связанных с переходной и западной зонами, т. е. областями моря, значительно удаленными от берега.

Оренбургский ярус по составу пород весьма близок к зианчуринскому горизонту, если не принимать во внимание своеобразные глыбовые брекчии обвалов, отсутствующие среди оренбургских отложений; однако роль различных пород в этих стратиграфических подразделениях не одинаковая. Оренбургский ярус имеет более глинистый состав, а конгломераты здесь даже в пределах восточной зоны встречаются очень редко. Основной фон разрезов во всех зонах образуют аргиллиты, чередующиеся с песчаниками, доломитами, тонкозернистыми доломитовыми известняками и доломитовыми органогенными известняками. В переходной зоне

развиты, кроме того, небольшие горизонты оползневых брекчий, а в западной — тонкие прослойки биогенных силицитов.

Мощность яруса изменяется от 500 м на северо-западе до 700—800 м на юго-востоке.

Отметим еще раз, что оренбургские осадки, как и зианчуринские, обогащены доломитами, которые в удаленных от берега фациях развиты в виде пятнистых известково-доломитовых прослоев, а в относительно более прибрежных — в виде многочисленных конкреций.

Нижний отдел перми подразделяется на четыре яруса: ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский, из которых последний, представленный в основном галогенными осадками лагунной фации, здесь не рассматривается.

Ассельский ярус на изученной территории испытывает фациальные изменения, позволяющие выделить две фациальные зоны: восточную — Актюбинскую, и западную — Урало-Икскую.

Ассельские отложения Актюбинской зоны характеризуются очень быстрым изменением осадков в меридиональном направлении. Одни разрезы почти целиком состоят из неправильно наслоенных полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов, местами обогащенных крупными известняковыми валунами и глыбами, другие образованы глинами, переслаивающимися с небольшими прослоями песчаников и известняков, как грубых — органогенно-обломочных, так и тонкозернистых. Местами среди глинистых пачек довольно много крупных известковых конкреций. Смена конгломератов глинистыми отложениями происходит очень быстро. Песчано-галечные накопления, как было установлено В. Е. Руженцевым (1952), образовывали в ассельское время обширные, далеко вдававшиеся в море аккумулятивные мысы, периодически в значительной степени затоплявшиеся морем; между этими мысами располагались заливы, где отлагались глинистые, песчаные и известковые осадки.

В Урало-Икской зоне полимиктовые конгломераты и гравелиты почти исчезают. Нижняя половина разреза (сюренская свита) состоит здесь из песчано-глинистых отложений с частыми прослоями известняков, главным образом обломочных и органогенно-обломочных. Выше (ускалыкская свита) в разрезе уменьшается количество песчаников и возрастает количество мергелей и темных глинистых известняков, часто богатых раковинками радиолярий и спикулами губок; органогенные известняки здесь имеют меньшее развитие, чем в сюренской свите, но появляются редкие пласты афанитовых известняков. Заканчивается ассельский ярус стометровой курмаинской свитой афанитовых известняков с редкими прослоями своеобразных сингенетических брекчий и небольшими линзами органогенно-обломочных известняков. Таким образом, в Урало-Икской зоне ассельский разрез сильно обогащается известняками, количество которых, кроме того, возрастет снизу вверх. Вместе с тем, изменяется характер известняков: в сюренской свите преобладают мелководные органогенно-обломочные и обломочные разности, но встречаются и тонкозернистые глинистые известняки с раковинным шламмом и радиоляриями; в ускалыкской — первые имеют меньшее значение, чем вторые, которые становятся преобладающими, и, кроме того, появляются редкие слои афанитовых известняков; курмаинская свита уже почти целиком сложена афанитовыми известняками. Переход от отложений актюбинского типа к отложениям урало-икского типа осуществляется постепенно, путем выклинивания грубых терригенных слоев и появления сначала тонких, потом все более мощных известняковых прослоев.

Мощность ассельского яруса меняется в очень больших пределах: от 150 до 1700 м, причем в Актюбинской зоне она всегда меньше, чем в Урало-Икской.

Обращает на себя внимание факт полного исчезновения доломитов, игравших в предшествующее время столь большую роль. Это тем удивительнее, что здесь широко развиты тонкозернистые карбонатные и глинисто-карбонатные породы с радиоляриями, структурно сходные с верхнекаменноугольными доломитами.

Сакмарский ярус, подобно ассельскому, характеризуется весьма изменчивыми отложениями. В Актюбинской зоне попрежнему наблюдается частая смена в меридиональном направлении тонкозернистых песчано-аргиллитовых или известняково-песчано-аргиллитовых осадков очень грубыми конгломератами, гравелитами или песчаниками, среди которых присутствуют мощные толщи континентальных накоплений. Таким образом, в сакмарском веке в основном сохранился тот же план распределения фаций, что и в ассельском, хотя контуры и размеры выносов грубого материала, слагавшего аккумулятивные мысы, несколько изменились. Характерно, что вверху яруса местами появляются доломиты, либо в виде конкреций, либо в виде линз и пятен среди известняковых прослоев и пачек значительной мощности (15—20 м).

В Урало-Икской зоне гравелиты и конгломераты исчезают и разрезы слагаются песчано-аргиллитовыми породами, среди которых появляются разнообразные, преимущественно тонкозернистые известняки. Наибольшее их количество сосредоточено в первой трети яруса — в карамурунской и сарабильской свитах тастубского горизонта, причем в первой, кроме того, много биогенных силицитов.

В вышележащей малоикской свите количество известняков резко сокращается и, вместе с тем, разрезы обогащаются граувакковыми песчаниками. Верхняя часть яруса — кондуровская свита — снова обогащается известняками: обломочными, органогенными и пелитоморфными, которые, однако, не образуют столь мощных пачек, как в тастубском горизонте. Таким образом, сакмарский ярус Урало-Икской зоны имеет более известковый состав внизу и вверху, в средней же части он обогащен грубым терригенным материалом (малоикские граувакки).

Мощность сакмарских отложений изменяется от 260 до 1260 м, причем опять-таки в Актюбинской зоне она меньше, чем в Урало-Икской.

Несмотря на обилие карбонатных пород, здесь почти отсутствуют доломиты, появляющиеся лишь спорадически в верхней части яруса.

Артинский ярус представлен несколько иным комплексом пород, чем ассельский и сакмарский. Основным отличием является исчезновение мощных афанитовых известняков и появление доломитов. В этом отношении артинский ярус приобретает некоторые черты сходства с зианчуринско-оренбургским комплексом. Однако набор остальных пород, а также их пространственные связи здесь существенно иные, чем в верхнем карбоне, и, по существу, как увидим дальше, мало отличны от тех, что наблюдались в сакмарском ярусе. Следует отметить, что для артинского века на изученной территории нельзя уже выделить тех двух зон, что отмечались для ассельского и сакмарского, так как на всю эту территорию распространились условия седиментации, характерные для Актюбинской зоны.

Артинский ярус делится В. Е. Руженцевым на два подъяруса: актастинский и байгенджинский.

В актастинском подъярусе преобладают песчано-глинистые отложения флишевого облика, местами с прослоями (5 см—1 м) тонкозернистых известняков и известковистых доломитов, содержащих остатки радиолярий, спикулы губок, мелкие раковины цефалопод и растительный детрит. Кроме того, иногда встречаются пласты органогенно-обломочных известняков, нередко с обильными коралловыми валунами. Местами в разрезах появляются мощные толщи грубых терригенных осадков, связан-

ных с речными выносами. В отличие от ассельских и сакмарских, они имеют преимущественно песчаный, а не галечный состав. На юге района изредка появляются мощные (до 135 м) пачки светлых массивных известняков с радиоляриями, замещенных часто доломитами; местами среди них наблюдаются линзы цефалоподовых известняков, крупные «шишки» сильно измененных водорослевых биогермов и тонкие прослои доломитовых брекчий.

Мощность актастинских отложений меняется от 200 до 1000 м.

Байгенджинский подъярус представлен фациально более изменчивыми и более грубыми осадками, чем актастинский. Здесь опять, как и в сакмарском ярусе, широкое значение приобретают обширные широтные выносы галечного метериала, вследствие чего во многих местах подъярус целиком слагается конгломератами. На площадях, разделяющих полосы грубообломочных накоплений, развиты песчано-глинистые отложения, представляющие собою частое переслаивание песчаников и аргиллитов с отчетливо выраженной асимметрично-ритмичной стратификацией флишевого типа. Почти повсеместно присутствуют небольшие прослои или конкреции доломита. На юге, как и в актастинском подъярусе, местами развиты мощные пачки массивных известняков и доломитов, иногда слагающих почти весь байгенджинский подъярус.

Мощность подъяруса изменяется от 175 до 500 м.

Как видно, артинский ярус сильно обогащен доломитами, причем кверху роль их среди карбонатных отложений возрастает.

Бросая взгляд на весь рассмотренный разрез, мы видим, что доломиты широко распространены среди одних стратиграфических подразделений (зианчуринский горизонт, оренбургский ярус и артинский ярус), спорадически и в небольшом количестве встречаются в других (абзановский горизонт и верхи сакмарского яруса) и полностью отсутствуют в третьих (весь средний карбон, ассельский ярус и большая часть сакмарского яруса).

§ 2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ДОЛОМИТОВ

Доломиты рассматриваемых отложений представлены четырьмя разновидностями: 1) обломочным доломитом, 2) массивнослоистым трещиноватым пористым доломитом с флюоритом, 3) плитчатым, нередко косослоистым доломитом с растительным детритом и 4) темным тонкоплитчатым доломитом с примесью того или иного терригенного материала. Обломочный доломит встречается сравнительно редко, но имеет большое значение для фациального анализа некоторых толщ. Остальные разновидности распространены широко, являясь характерными членами определенных парагенетических комплексов пород.

Обломочные доломиты

Обломочные доломиты представлены мелкообломочными брекчиями и конгломерато-брекчиями, отличающимися по существу только различной формой обломков.

Внешне это крепкие тонкозернистые синеватые породы с раковистым изломом, при ударе издающие сероводородный запах; выветриваясь, они становятся бурыми и образуют оскольчатые россыпи.

Изучение пришлифовок и шлифов показывает, что порода состоит из различных по величине (0,5—5 см, редко 10 см) обломков тонкозернистого (0,01—0,025 мм) доломита, обычно содержащего обильный растительный шламм, споры и остатки радиолярий, замещенные кристаллами

доломита, более крупными (0,03—0,05 мм), чем основная масса обломков. Форма последних преимущественно угловатая, а поверхность неровная, хотя в небольшом количестве попадаются округленные галечки (табл. I, фиг. 2 и 3).

Цемент образован в одних случаях криптокристаллическим кальцитом, в котором рассеяны многочисленные очень мелкие доломитовые ромбоэдры (табл. I, фиг. 4), а в других микро- или тонкозернистым доломитом, иногда перекристаллизованным в более крупные кристаллы (0,1—0,5 мм) или замещенным вторичным кальцитом. Изредка в цементе наблюдается примесь полимиктового песка, обломков аммонитовых раковин и обугленного растительного шламма. Количество цемента всегда незначительно. Местами можно наблюдать, как такая порода замещается брекчией, состоящей из плоских угловатых обломков, лишь слегка смещенных одни относительно других, причем нередко они представляют собой разбитую кровлю доломитового слоя, в нижнюю часть которого уходят отдельные трещины (табл. I, фиг. 1).

Химический состав породы дал следующий результат: нерастворимый остаток — 5,68%, $CaCO_3$ — 10,59% и $CaMg(CO_3)_2$ — 81,83%.

Среди таких брекчий попадаются (правда, очень редко) строматолитовые линзы, в некоторых случаях также превращенные в своеобразные брекчии.

Структура породы не оставляет сомнения в том, что возникла она от растрескивания доломитового ила, местами выходившего при обмелениях из-под уровня моря. Последующее затопление таких участков приводило к некоторому перераспределению и иногда слабому окатыванию обломочного материала.

Встречаются такие брекчии в виде прослоев и линз мощностью от 10 см до 1 м, залегающих либо среди пачек (5—10 м) массивных известняков и доломитов, либо среди песчано-аргиллитовых толщ, где развиты небольшие доломитовые слои.

Стратиграфически они приурочены к верхам сакмарского яруса и артинскому ярусу.

Массивнослоистые доломиты бухт

По внешнему виду рассматриваемая порода темносерая и синеватая, при выветривании желтеющая, крепкая, трещиноватая, с раковистым или шероховатым изломом, обычно обладающая битуминозным или сероводородным запахом. В шлифах видно, что она состоит из доломита и кальцита. Первый образован очень мелкими ($<$0,01 или 0,01—0,04 мм) ромбоэдрическими и неправильно-ромбоэдрическими кристалликами, а второй еще более мелкими ($<$0,005 мм) зернышками. Количество кальцита не всегда одинаково — в одних случаях он присутствует в небольшом количестве, слагая тончайшие неясные прожилки, в других его много и он то довольно равномерно распределен в породе, то образует расплывчатые хлопья. Изредка попадаются разности с незначительной примесью мелкозернистого песка и алеврита. Присутствуют обугленный растительный шламм и споры, а также раковинки радиолярий, обычно весьма обильные. Иногда вместе с радиоляриями встречаются мелкие, чрезвычайно тонкие скорлупки планктонных фораминифер—глобивольвулин. Попадаются косточки рыб и единичные мелкие аммониты. Раковинки радиолярий чаще всего утратили структуру и представляют собою округлые тела, выполненные доломитом, кристаллы которого несколько крупнее, чем те, что слагают основную массу породы (табл. II, фиг. 5 и 6).

Однако местами структура раковинок уцелела, а в отдельных экземплярах сохранился и кремневый состав.

Текстура породы беспорядочная, реже микрослоистая. Нередко отмечается высокая пористость, развитая по радиоляриям, причем внутри некоторых пор присутствуют кристаллы флюорита (табл. II, фиг. 7).

Почти всегда наблюдаются рассеянные зернышки гидроокислов железа (0,01 мм), представляющие собой окисленный пирит. Попадаются микроскопические стяжения (<0,5 мм) фосфата и тонкие кварцево-халцедоновые прожилки.

В некоторых образцах много тонких ветвящихся трещин и прожилок, выполненных относительно крупными (0,05—0,5 мм) кристаллами кальцита. Там, где таких прожилок много, возникают псевдобрекчиевидные участки.

О химическом составе рассматриваемых пород дает представление табл. 1.

Таблица 1

Химический состав массивнослоистых доломитов и сопутствующих известняков

	№ п/п	№ обр.	Местонахождение	Компоненты (в %)			
				нераств. остаток	R_2O_3	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
Доломиты	1	134	р. Актасты	3,49	0,29	11,75	83,72
	2	298	» »	5,57	0,50	13,96	77,86
	3	299	» »	4,92	0,93	17,13	75,24
	4	374	» »	3,58	0,86	12,81	81,32
	5	156	» »	5,76	0,76	2,87	87,21
	6	114	» »	5,44	1,38	6,29	83,25
	7	143	» »	6,02	1,71	6,10	83,34
	8	90	» »	3,27	0,60	10,12	83,09
	9	617	р. Сар-оба	4,85	Сл.	15,50	77,76
Известняки	10	122	р. Сар-оба	9,80	2,03	67,55	15,42
	11	144	» »	9,10	3,24	65,36	15,37
	12	300	р. Актасты	4,51	1,82	77,88	13,27
	13	55	» »	7,40	7,58	77,14	3,74
	14	300а	Жиль-тау	1,31	0,47	92,81	2,12
	15	320	»	8,55	0,73	84,79	4,37
	16	319	»	3,97	0,66	91,02	3,32
	17	69	»	0,99	Сл.	48,68	48,52

Данные химических анализов доломитов (№ 1—9) показывают небольшое содержание нерастворимого остатка и изменчивое количество кальцита, которое, однако, в большинстве случаев не превышает 20%, т. е. породы следует относить к разряду слабо известковых доломитов.

Такие доломиты принимают участие в сложении довольно мощных пачек (20—25 м) и толщ (до 250 м) массивнослоистых карбонатных пород. Доломиты здесь чередуются и быстро замещаются латерально известняками сходного облика, которые отличаются лишь отсутствием доломитовой составляющей или сравнительно небольшим ее значением (см. табл. 1). В таких пачках наблюдаются прослои несколько отличного строения: сильно обогащенные радиоляриями или растительным шламмом, несколько глинистые или даже песчанистые. Все упомянутые разности в одинаковой степени подвергаются доломитизации. Последняя не связана с какой-либо определенной разновидностью известкового осадка, равным образом не проявляется послойно, а захватывает довольно мощные и неправильные участки карбонатных пачек и может быть определена как неравномерно-пятнистая доломитизация. Второй ее особенностью является тонкозернистая структура доломита, в этом отношении сравнительно мало отличающаяся от структуры известняка.

Представляется очевидным, что доломиты здесь являются продуктом изменения соответствующего известкового осадка.

Среди рассмотренных карбонатных пород встречаются, во-первых, небольшие прослои обломочных доломитов, описанных выше, во-вторых, массивные доломитизированные и кальцитизированные известняки и, в-третьих, цефалоподовые известняки.

Массивные известняки представляют собою очень сильно трещиноватую и глубоко вторично измененную породу, в которой местами сохранились участки водорослевой структуры (строматолитовой и онколитовой), а также инкрустации, характерные для биогермов. Встречаются также массивные породы в виде довольно резко обособленных неправильных тел, размеры которых в одних случаях сравнительно небольшие (4—7 м толщиной и 50—150 м в поперечнике), в других очень крупные (20 м толщиной и 1 км в поперечнике). Нередко среди таких пород наблюдаются участки, представляющие собой брекчии растрескивания. Вероятно, здесь мы встречаемся с сильно измененными остатками биогермов, которые возвышались на дне мелкого моря, покрытом тонкими карбонатными илами, богатыми раковинками радиолярий.

Другой спутник массивнослоистых доломитов — цефалоподовый известняк — образован скоплением цельных и поломанных раковин аммоноидей и наутилоидей, сцементированных кальцитом, часто весьма крупнокристаллическим. Здесь же в небольшом количестве присутствуют раковинки радиолярий и косточки рыб, а местами встречается много мелких и крупных остатков древесины и кусочков древесного угля. Попадаются окатанные обломки (0,5—1 см) тонкозернистого известкового доломита или микрозернистого известняка с радиоляриями (табл. II, фиг. 8). Цефалоподовые известняки залегают в виде линз толщиной в 1—5 м и длиной до 20—40 м. Внутри линз наблюдается отчетливая сортировка материала по величине: в основании их преобладают крупные, обычно цельные раковины, кверху возрастает количество детрита и уменьшаются размеры цельных форм. Цефалоподовые линзы встречаются не только среди слоистых известняков и доломитов с радиоляриями, но и среди массивных биогермных тел. Форма линз и сортировка материала в них указывают на то, что мы имеем здесь дело с раковинными накатами на отмелые, возвышенные участки дна.

Все перечисленные породы принадлежат к артинскому ярусу и верхам сакмарского яруса; особенно широко они распространены в байгенджинском подъярусе.

Фациальный анализ позволил установить, что комплекс рассмотренных карбонатных осадков возник в прибрежных участках мелкого моря, где он приурочен к глубоко вдававшимся в сушу (25—35 км) заливам, которые разделялись обширными аккумулятивными мысами, образованными предгорным аллювием и пролювием. На приводимой карте фаций (рис. 1), составленной для конца артинского века и относящейся к южному участку изученной территории, отчетливо вырисовываются две бухты: северная, называемая Александровской, и южная — Каргалинско-Табантальская, разделенные Актастинским выносом. Карбонатные илы обычно тяготели к центральным частям залива, где занимали обширные (10—20 км) участки, но иногда, как, например, в Каргалинско-Табантальской бухте, покрывали почти всю их площадь, непосредственно прилегая к галечным пляжам. Характерно, что, несмотря на поступление в море огромных масс обломочного материала с суши, во многие заливы он попадал лишь в незначительном количестве, и осадкообразование здесь шло главным образом за счет выпадения карбоната кальция из раствора и за счет скелетов организмов, преимущественно планктонных. Присутствие водорослевых биогермов, накатов раковинного (цефалоподового) детрита,

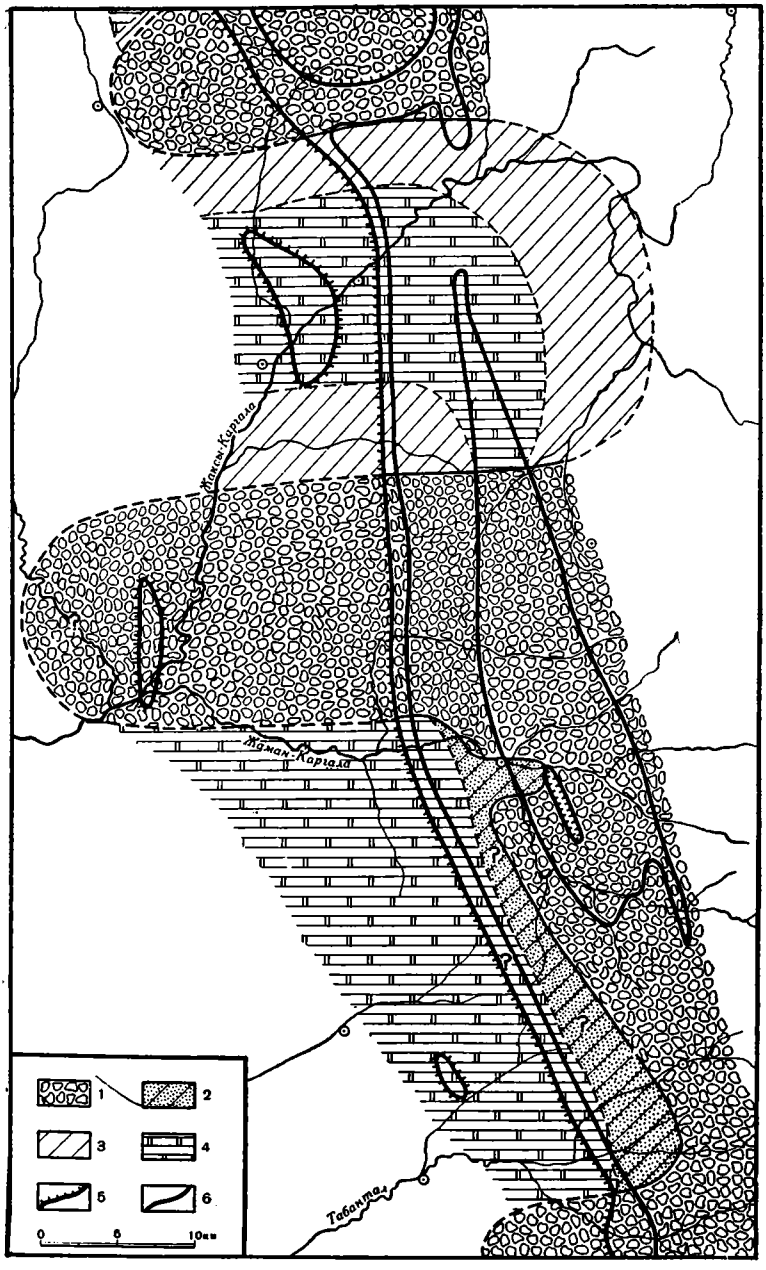


Рис. 1. Карта фаций конца артинского века для южного участка западного склона Урала.

1 — сплошные песчано-гравийно-галечные накопления предгорного аллювия и пролювия; *2* — морские, преимущественно песчаные отложения; *3* — морские, главным образом глинистые, реже—песчаные осадки; *4* — известково-доломитовые отложения бухт; *5* — верхняя граница выходов на поверхность артинского яруса; *6* — нижняя граница выходов на поверхность артинского яруса.

а также тонких прослоев брекчий растрескивания свидетельствует о большой мелководности заливов.

Для понимания процесса осадкообразования интересно знать также, в какой климатической обстановке располагался водоем. Из рассмотрения карты климатической зональности, составленной Н. М. Страховым для нижнепермской эпохи (1951, стр. 327), видно, что интересующая нас территория относится к зоне аридного климата.

Так как комплекс осадков, о которых идет речь, особенно характерен для конца артинского века, т. е. является непосредственным предшественником кунгурского галогенеза, то вывод об аридности климата представляется совершенно справедливым. Обилие в это время речного стока не противоречит такому взгляду, если допустить близкое расположение высокогорной области, питавшей реки.

Таким образом, тонкие известковые илы, подвергшиеся интенсивной местной доломитизации, возникали на дне крупных и очень мелких заливов, располагавшихся в условиях жаркого, засушливого климата.

Тонкослоистые доломиты зоны прибрежных течений

Среди песчано-глинистых толщ артинского яруса довольно широко распространены доломиты, несколько отличающиеся от рассмотренных выше. Они представляют собой коричневато-серую, при выветривании желтеющую крепкую тонкозернистую породу с шершавым остроребристым изломом, звонкую при ударе, иногда очень похожую на песчаник.

Микроскопическое изучение показывает, что порода образована смесью доломита и кальцита, количественные, структурные и текстурные взаимоотношения которых бывают в различных образцах различными. Доломит представлен неправильно-ромбоэдрическими кристаллами, размером либо от 0,015 до 0,025 мм, либо более мелкими ($<$0,01 мм). Иногда размер кристалликов заметно варьирует в пределах одного шлифа, причем в одних случаях они крупнее в основной массе породы, а в других — внутри органогенных остатков. Кальцит образован зернами размером $<$ 0,01 мм, а иногда и $<$ 0,005 мм. Кроме того, он встречается в виде довольно крупных кристаллов. Микрозернистый карбонат кальция то относительно равномерно рассеян среди доломита, то сосредоточен, главным образом, в пределах пятен (0,02—0,3 мм) и прожилок. Количество его в одних образцах незначительное, тогда как в других он настолько обилен, что трудно решить, называть ли породу известковым доломитом или доломитовым известняком.

Среди органических остатков особенно распространены радиолярии, иногда встречающиеся в виде единичных форм, а иногда настолько обильные, что являются преобладающей частью осадка (табл. III, фиг. 9); такие породы внешне похожи на песчаники. Структура раковин сохраняется редко, и они принимают вид округлых телец, образованных доломитом, чаще более тонкозернистым, чем основная масса породы, хотя наблюдаются и обратные структурные соотношения (табл. III, фиг. 9 и 10). Обычно там, где раковинок особенно много, они замещены более тонкозернистым доломитом. Реже встречаются образцы, в которых большая часть радиоляриевых телец заполнена тонкозернистым кварцем и халцедоном (табл. III, фиг. 11) с рассеянными редкими доломитовыми ромбоэдрами, причем такие прослои характеризуются следами вторичного окремнения. Попадаются образцы, в которых многочисленные радиоляриевые тельца частично или полностью замещены крупными кристаллами вторичного кальцита.

Сравнительно редко вместе с радиоляриями присутствует небольшое количество спикул губок, мелких раковинок аммонитов и тончайших

скорлупок фораминифер; еще реже наблюдаются прослои, где на поверхности наслоения видны участки с большим количеством мелких пелеципод. Во всех шлифах присутствует обугленный или витренизированный растительный шламм (табл. III, фиг. 12), причем в первом встречается много пирита. Терригенная примесь обычно совершенно незначительна, хотя наблюдаются прослои с полимиктовым песком или алевритом.

Всегда присутствуют редко рассеянные зернышки гидроокислов железа, иногда образующие небольшие агрегаты (0,1 мм). Местами много битуминозных прожилок.

В некоторых образцах заметны следы вторичной кальцитизации породы, выражающиеся, во-первых, в появлении трещин, заполненных кристаллами кальцита (до 0,2 мм), и, во-вторых, в замещении кальцитом радиоляриевых телец, спикул губок и внутренних полостей в раковинах аммонитов.

Ко вторичным изменениям относится также местное окремнение пород; кремнезем здесь замещает органические остатки, образует сообщающуюся сеть прожилок и пятен в цементе и выполняет тонкие трещинки (табл. III, фиг. 11).

О химическом составе пород дает представление табл. 2.

Таблица 2

Химический состав доломитов

№ п/п	№ обр.	Местонахождение	Компоненты (в %)			
			нераств. остаток	R_2O_3	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
1	195	р. Жаман-Каргала . .	17,96	1,5	22,80	48,02
2 *	543	р. Айдаралша	6,64	4,01	5,43	80,26
3 *	549	» »	8,03	3,19	21,32	63,31
4	2497	р. Сакмара	21,85	1,54	9,26	51,80
5	2500	» »	7,55	2,37	5,15	82,18
6	2503а	» »	7,55	2,08	40,74	49,62
7	2503б	» »	12,16	1,93	12,44	71,16
8	2503в	» »	9,61	2,07	11,95	73,96
9	2893	р. Ургинка	11,16	2,52	25,62	58,08

* — конкреции.

Термический анализ пород дал картину, обычную для доломита. Кривая же нагревания образца конкреции показала, кроме того, наличие анкерита.

Текстура рассмотренных пород тонкослоистая (0,5—2 см) или слоеватая, что обусловлено чередованием прослоек, то более, то менее обогащенных радиоляриями, а также горизонтальным расположением растительного шламма. Слоистость чаще горизонтальная, но встречаются породы с резко выраженной мелкой косой слоистостью (табл. IV, фиг. 13, 14). Каждая косая серия состоит из вогнутых книзу и слабо расходящихся отчетливых слойков, различающихся структурой: одни из них относительно грубые вследствие обогащения радиоляриями, другие более тонкие. Слойки имеют различные, иногда довольно крутые (40—45°) углы наклона. Косо наслоенные серии характеризуются однонаправленностью слойков, небольшой мощностью (2—4 см) и резкими границами; они полого срезают одна другую по волнистым, несколько асимметричным поверхностям. Такая текстура свидетельствует о формировании осадка в зоне донных течений. Иногда среди рассматриваемых пород наблюдаются своеобразные текстуры (табл. IV, фиг. 14), получившие в литературе

название «слепков нагрузки» или отпечатков течения пластичного осадка (Шрок, 1950); текстуры эти, по мнению исследователей, изучавших их, характерны для донных течений.

Сравнивая доломиты массивно- и тонкослоистые, нетрудно заметить у них много общего. И химический состав, и органические остатки, и структура основной массы породы там и тут сходны, но текстура, характер замещения радиоляриевых телец и, главное, комплекс сопутствующих осадков различны. Как было показано, первые являются составной частью мощных карбонатных пачек, среди которых развиты обломочные доломиты, измененные биогермы и линзы цефалоподовых ракушняков. Доломиты же, о которых идет речь, встречаются в виде слоев толщиною от 10 см до 1 м, среди мощных толщ песчано-глинистых отложений. Последние представляют собой толщи чередующихся песчаников и аргиллитов, образующих мелкие асимметричные ритмы, состоящие из трех элементов. Первый элемент образован крепким мелко- или среднезернистым, реже крупнозернистым кривоплитчатым песчаником с крупным и редко рассеянным растительным детритом; на нижней поверхности слоев обильны иероглифы, главным образом механоглифы — слепки со струй течений или борозд, оставленных на дне плавающими предметами. Второй элемент представлен слабо сцементированным мелкозернистым песчаником, постепенно сменяющимся кверху алевролитом; в породе обилен растительный шламм, обычно ярко выражена косая слоистость и нередко наблюдаются сингенетические деформации. Третий элемент образован серым тонкослоистым аргиллитом, часто алевритистым, с мельчайшим растительным шламмом.

От подошвы к кровле ритма происходит постепенное изменение гранулометрического состава осадка от грубого к тонкому, на границе же между ритмами имеет место резкое его изменение, причем на аргиллит налегает наиболее грубая разность песчаника. Таким образом, мы имеем здесь дело с толщами флишевого облика. На некоторых участках этих толщ преобладают аргиллиты, образующие сплошные слои в 0,5—1,0 м, тогда как песчаные части ритмов имеют мощность менее 10—15 см, на других, наоборот, песчаники достигают 0,5—1 м и несколько преобладают над аргиллитами ($<$0,5 м). Среди таких отложений местами и развиты прослои доломитов — в одних случаях довольно редкие, в других весьма частые. Одновременно появляются редкие прослои доломитизированных органогенно-обломочных песчаных известняков с известковым и доломитовым гравием. Упомянутые карбонатные породы распределены в толщах таким образом, что они как бы замещают некоторые терригенные ритмы.

Построены карбонатные ритмы следующим образом. В основании развит органогенно-обломочный известняк, который, однако, нередко отсутствует (выпадение первого элемента). Над ним развит песчаный доломит, кверху постепенно сменяющийся тонкозернистым доломитом, в некоторых прослоях обогащенным радиоляриями, в других растительным шламмом. Выше тонкозернистых доломитов иногда залегают аргиллиты (обнажены плохо), а иногда песчаные доломиты, принадлежащие уже к следующему ритму, т. е. здесь наблюдаются как чисто карбонатные, так и карбонатно-глинистые ритмы. Мощность доломитовых пластов местами небольшая — 0,15—0,3 м, местами значительная (0,5—1,5 м), причем во втором случае пласт состоит из 2—3 неполных целиком доломитовых ритмов. К сожалению, отсутствие сплошных обнажений не позволяет выяснить в деталях соотношение между терригенными и доломитовыми ритмами. Отметим лишь, что даже на тех участках, где доломитовые слои наиболее обильны, основной фон толщ составляют песчано-глинистые отложения.

Кроме перечисленных пород типового набора, встречаются редкие прослои мелкообломочных доломитовых брекчий растрескивания, венчающих некоторые доломитовые слои (табл. I, фиг. 1).

Рассмотренный доломитово-песчано-аргиллитовый комплекс характерен для артинского яруса, особенно для его верхней половины — байгенджинского подъяруса.

Иногда такие отложения замещаются песчано-алевролитовым комплексом, в котором аргиллитов либо нет, либо они имеют незначительное развитие, а доломиты присутствуют не в виде прослоев, а в виде конкреций. Последние имеют сферическую или уплощенную форму, гладкую поверхность, резко обособлены от вмещающей породы и достигают 10—30 см толщины при 1—1,5 м в поперечнике. По микроскопическому строению они сходны с доломитами, слагающими слои (табл. IV, фиг. 17). Залегают конкреции среди глинистых алевролитов, в которых обычно образуют прослои. Изредка можно наблюдать растрескивание конкреций и переход их в септарии, причем трещины позднее были расширены к поверхности и заполнились терригенным материалом (табл. IV, фиг. 16). Отметим, что окатанные мелкие конкреции и куски крупных нередко наблюдаются в основании мощных песчаных слоев, развитых в разрезах, обогащенных конкрециями.

Кроме песчано-аргиллитовых и песчано-алевролитовых толщ доломиты встречаются в виде линзовидных прослоев среди сплошных песчаных пачек, возникших в приустьевых частях речных выносов. Здесь доломитовые прослои часто бывают превращены в брекчии растрескивания или размыты, а следы их былого пребывания зафиксированы скоплением галек. Добавим, что иногда доломит присутствует и в цементе артинских песчаников.

Посмотрим теперь, в каких фациальных условиях формировались отложения, содержащие доломиты. Карты фаций, составленные для артинского века, показывают, что доломиты приурочены к широкой прибрежной полосе моря, переходя к берегу в песчано-гравийные или галечные накопления. Особенно широко доломитово-песчано-аргиллитовый комплекс развит в северной половине изученной территории.

Как уже было показано, в сравнительно небольших и глубоко вдававшихся в сушу южных бухтах (рис. 1) формировались значительные пачки известково-доломитовых осадков. В более же северных районах берега были менее изрезанными и заливы там, где они существовали, отличались большими размерами и тесной связью с открытой частью бассейна (рис. 2), вследствие чего их омывали прибрежные течения, в полосе развития которых и формировались доломитово-песчано-аргиллитовые отложения флишевого типа. Иногда в центральных частях таких крупных заливов среди доломитово-песчано-аргиллитовых осадков появлялись обширные пятна карбонатных грунтов. Примером такого соотношения фаций может служить Сюренско-Ассельский залив верхнебайгенджинского времени, осадки которого развиты между р. Касмаркой на юге и р. Ургинкой на севере (рис. 2). С одной стороны он ограничен обширным Ургинским галечным мысом, с другой — крупной подводной песчаной косой, развитой, очевидно, на продолжении менее крупного, чем Ургинский, Касмарского мыса, осадки которого сейчас не сохранились. Сюренско-Ассельский залив имел ширину около 65 км (по меридиану). В северной части его были распространены доломитово-песчано-аргиллитовые отложения, среди которых временами появлялось много песчаного материала. К югу эти отложения становились менее песчаными и в них возрастало количество глин (третий элемент ритмов стал преобладающей породой комплекса); еще южнее (рр. Белгушка и Ассель) простирался участок, куда временами обломочный материал совсем не посту-

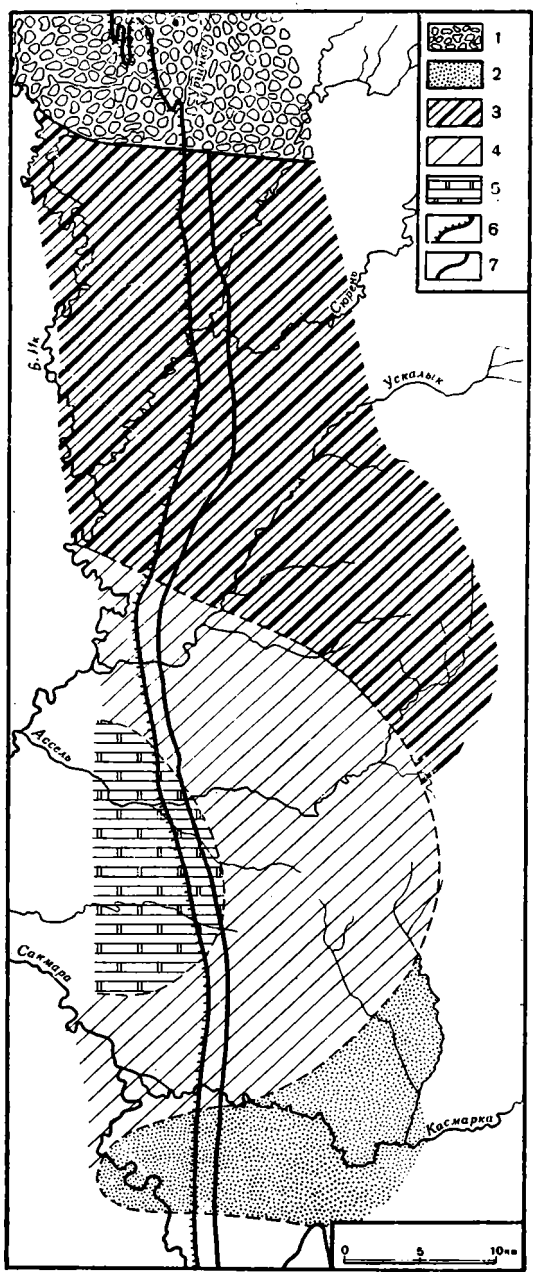


Рис. 2. Карта фаций артинского века для участка между рр. Сакмарой и Ургинкой.

1 — сплошные песчано-гравийно-галечные накопления предгорного аллювия и пролювия; *2* — мощные песчаные накопления приустьевых подводных отмелей; *3* — мелководные доломитово-глинисто-песчаные отложения зоны прибрежных течений; временами — образование песков; *4* — доломитово-песчано-глинистые накопления зоны течений; *5* — известково-доломитовые илы внутренней части Сюренско-Ассельского залива; *6* — верхняя граница выходов на поверхность артинского яруса; *7* — нижняя граница выходов на поверхность артинского яруса.

пал и отлагались довольно чистые известково-доломитовые илы; на юг, к другому берегу залива, они снова переходили в доломитово-песчано-глинистые отложения флишевого типа, простиравшиеся до песчаной косы Касмарского мыса.

Таким образом, массивнослоистые доломиты формировались в небольших и относительно спокойных бухтах или во внутренних частях заливов, а тонкослоистые доломиты были связаны с осадками широкой прибрежной зоны мелкого артинского моря, представлявшей собою полосу довольно интенсивных течений, заходивших также и в пределы крупных заливов. Эти доломиты спорадически появлялись, как мы видели, в различных фациях прибрежно-морской зоны — в пределах песчаных приустьевых кос, в песчано-алевролитовых осадках, развитых на продолжении последних, и в песчано-глинистых слоях несколько более удаленной части прибрежной полосы. Все эти фациальные обстановки связаны с мелководьем и с направленными донными течениями, изменение скорости которых приводило к образованию сортированной слоистости.

Доломиты относительно глубокой зоны моря

По внешнему виду доломиты представляют собой синеватую, коричневую или серую крепкую тонкозернистую плитчатую породу с шероховатым или гладким раковистым изломом. В шлифах видно, что она образована доломитом и кальцитом. Ромбоэдры доломита имеют размеры в одних слу-

чаях 0,01—0,02 мм, в других 0,02—0,04 мм и либо рассеяны среди массы криптокристаллического кальцита, либо образуют в нем мельчайшие расплывчатые агрегаты (табл. V, фиг. 18).

В породе всегда присутствует терригенная примесь (17,5—31,5%) — полимиктовый песок, алеврит или глина, неравномерно окрашенная органическим веществом. Во всех шлифах наблюдается пирит, как рассеянный в основной массе карбоната, так и образующий неправильные сгустки и прожилки (до 0,6 мм); часто он приурочен к органогенным, главным образом растительным остаткам; нередко большая часть пирита в результате выветривания превращена в гидроокислы железа.

Среди органических остатков чаще всего, как и в артинских доломитах, встречаются остатки радиолярий, иногда рассеянные в виде единичных экземпляров, а иногда составляющие основную часть породы. Раковины этих животных никогда не сохраняются, и следы их былого присутствия наблюдаются в виде округлых телец, состоящих либо из халцедона, либо из кальцита (табл. V, фиг. 19 и 20). В некоторых шлифах можно даже видеть, как рядом расположены участки с кремневыми и кальцитовыми тельцами, причем на площади размером 16 мм^2 наблюдается единая оптическая ориентировка кальцита. Иначе говоря, здесь появляются отдельные крупные кальцитовые кристаллы, замещающие на месте своего развития все радиоляриевые тельца (табл. V, фиг. 21). Значительно реже остатки радиолярий замещены тонкозернистым доломитом, однако более крупным, чем в основной массе породы. Слепков с радиолярий, сложенных доломитом более мелкозернистым, чем тот, что присутствует в основной породе, не наблюдалось. Вместе с радиоляриями изредка попадаются спикулы губок, остатки аммонитов, пелеципод и гастропод, раковинки которых бывают сплющены и нередко окремнены. В некоторых песчаных и алевритистых доломитах остатков радиолярий очень мало, но довольно много мелкого органогенного детрита. Растительный мусор здесь значительно менее обилен, чем в артинских доломитах, и приурочен обычно к песчаным и алевритистым разностям.

Химический состав пород (табл. 3) характеризуется весьма изменчивым содержанием нерастворимого остатка, представленного главным образом терригенной примесью и вторичным халцедоном, а также кальцитом и доломитом в различных соотношениях; кальцит иногда составляет менее 1% породы, а иногда слагает почти половину карбонатной части породы.

В тех же разрезах, где присутствуют рассмотренные доломиты, попадаются породы сходной структуры, но представляющие по химическому составу доломитовый известняк (табл. 3, № 8—13).

Термограммы пород имеют обычный для доломита вид.

Текстура доломитов слоеватая, микрослоистая или однородная; отдельность тонко- и правильноплитчатая.

Рассмотренные породы встречаются в виде тонких (1—2 см—30 см) прослоев среди мощных песчано-аргиллитовых толщ с отчетливо выраженной ритмичностью, характерной для флиша. Ритмы, свойственные этим толщам, в принципе имеют одинаковое строение и представляют собой небольшие пакеты слоев, в которых наблюдается уменьшение крупности слагающих частиц снизу вверх. В зависимости от состава пакетов можно выделить ритмы трех различных типов.

Ритмы первого типа имеют терригенный состав и образованы снизу вверх следующими породами, которые связаны постепенными переходами:

а) Песчаник крепкий, известковистый, грубо- или среднезернистый, с иероглифами на нижней поверхности.

б) Песчаник некрепкий, слабо известковистый, мелкозернистый, переходящий кверху в алевролит с большим количеством растительного

Таблица 3

Химический состав доломитов и сопутствующих известняков

№ п/п	№ обр.	Порода	Место	Компоненты (в %)		
				нераств. остаток	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
1	2127	Доломит песчанистый	р. Сакмара	31,40	0,74	67,86
2	2186	То же	» »	20,18	7,53	72,30
3	2183	Доломит алевритистый	» »	19,95	8,12	71,93
4	1573	Доломит глинистый	р. Урал	28,84	5,13	66,03
5	2836	Доломит слабо глинистый с радиоляриями	р. Сюрень	14,32	42,15	43,53
6	1571	Доломитовый мергель	р. Урал	65,36	7,00	27,67
7	2878	То же	р. Сюрень	50,84	22,97	26,19
8	2856	Доломитовый известняк	» »	24,01	45,34	30,65
9	2132	Известняк доломитовый с песком	р. Сакмара	15,41	72,78	11,81
10	2127б	Известняк доломитово-глинистый с радиоляриями	» »	17,65	44,35	38,00
11	1550	Известняк доломитово-глинистый	р. Урал	21,12	49,33	29,55
12	1554	Известняк доломитовый, слабо глинистый, с радиоляриями	» »	12,21	78,20	9,59
13	2414	Известняк доломитовый, с окремнелыми остатками радиолярий	р. Касмарка	59,41	35,80	4,79

шламма; для породы характерна тонкая, часто косая слоистость, иногда осложненная мелкими сингенетическими деформациями.

в) Аргиллиты с тонкими, иногда микроскопическими прослойками, обогащенными алевритом и мелким песком.

Мощность нижней, песчаной части ритмов небольшая: 0,1—0,2 м, редко 0,5 м, а верхней, аргиллитовой — значительная, иногда достигающая 3—5 м.

Ритмы второго типа отличаются присутствием карбонатных пород и состоят снизу вверх из следующих слоев:

а) Грубозернистый органогенный доломитизированный (доломита от 5 до 15%) известняк, основной составной частью которого являются обломки скелетов различных представителей морского бентоса. В породе наблюдается примесь либо полимиктового песка и гравия, либо окатанных известняковых обломков; нередко попадаются микростяжения или даже мелкие конкреции фосфорита. Мощность известняка от 0,2 до 1,5—2 м (редко), причем в верхней части мощных слоев структура пород мелкозернистая и в ней отчетливо выражена косая слоистость.

б) Песчаник мелкозернистый, известковистый, с растительным или раковинным детритом, косослоистый, мощностью от 0,1 до 0,3—0,5 м.

в) Доломит алевритистый и глинистый с растительным шламмом и редкими радиоляриями. Мощность доломита небольшая (до 0,25 м); часто он вообще выпадает.

г) Аргиллиты с тонкими прослоечками алевролитов и мелкозернистых песчаников; здесь же иногда наблюдаются конкреции и тонкие прослойки глинистых доломитов. Мощность аргиллитовых пакетов обычно большая, до 3—5 м.

Ритмы третьего типа представлены следующими породами (снизу вверх):

а) Песчанистый доломитизированный (доломита 7%) цефалоподовый известняк с доломитовой и мергельной галькой в основании; по простиранию местами замещается песчаником с цефалоподами. Мощность слоев 0,2—0,5 м.

б) Песчанистый или алевритистый доломит с небольшим количеством цефалоподового детрита.

в) Аргиллиты с тонкими (<10 см) и невыдержанными прослойками песчаников или алевритистых и глинистых доломитов. Мощность аргиллитовых пакетов 1,5—5 м.

г) Доломит тонкозернистый с радиоляриями (0,1—0,3 м). Часто доломит отсутствует, но следы его первоначального пребывания наблюдаются в виде скопления доломитовых галек в основании ритмов.

Суммируя изложенное, можно сделать вывод, что полный ритм в данном комплексе отложений состоит из 4 элементов (э. р.):

1 э. р. — песчаник известковистый, относительно грубозернистый, или известняк органогенный полидетритовый с песком и гравием, или песчаный цефалоподовый известняк.
2 э. р. — песчаник мелкозернистый косослоистый, иногда с сингенетическими деформациями, или алевритистый доломит с такой же текстурой.
3 э. р. — аргиллиты с тонкими прослойками мелкозернистых песчаников, алевролитов и конкрециями или прослойками тонкозернистых глинистых и алевритистых доломитов.
4 э. р. — доломит тонкозернистый или аргиллит.

Наряду с полными ритмами различного состава, часто встречаются неполные ритмы, причем в одних случаях выпадает или сильно редуцируется первый элемент, в других — четвертый, изредка наблюдается исчезновение двух верхних элементов. Иногда попадаются ритмы, состоящие из песчаника (1 э. р.) и аргиллита (3 э. р.), между которыми располагаются конкреции алевритистого доломита, представляющие как бы недоразвитый прослой соответствующей породы (2 э. р.).

Таким образом, интересующие нас доломиты появляются как в средней, так и в верхней части ритмов, в одних случаях как бы вытесняя мелкозернистый косослоистый песчаник (2 э. р.), в других — аргиллит или верхнюю его часть. Породы нижнего элемента ритма также иногда доломитизированы. Иначе говоря, появление доломита не связано в данном случае с дифференциацией вещества и он не является обособленным, самостоятельным членом ритмов. Доломитизация здесь накладывалась на обычный ход осадочного процесса. Доломитизировался известковый осадок, который в некоторые моменты в значительной мере как бы замещал терригенную часть ритмов. Появление же известковых ритмов, повидимому, связано с уменьшением приноса терригенного полиминерального материала и возрастанием роли карбонатного, как поступающего с берегов и суши, так и местного (органогенно-обломочного). Особенно хорошо это иллюстрирует состав первого элемента, где наблюдается скопление известнякового песка, гравия, галек и обломков разнообразных раковин.

Следует отметить, что состав рассмотренных толщ несколько сходен с артинскими песчано-аргиллитовыми отложениями, в которых также наблюдаются прослои органогенно-обломочных известняков и доломитов. Правда, в составе сравниваемых комплексов имеются и заметные отли-

чия. Так, например, в артинском ярусе больше песчаников, нередко являющихся основной частью ритмов; несколько мощнее в них прослои доломитов, характеризующихся также более чистым доломитовым составом и своеобразными текстурами. Все эти признаки, однако, не дают возможности судить, насколько в различных условиях формировались сравниваемые отложения. Существенную помощь в этом отношении оказывают некоторые второстепенные члены комплексов. Как уже говорилось, в артинском ярусе среди рассматриваемых осадков попадаются тонкие прослои доломитовых брекчий растрескивания, указывающих на осушение временами значительных участков дна и, следовательно, на мелководность той части моря, где формировался данный комплекс. В верхнекаменноугольном флише подобные породы отсутствуют, но встречаются мощные (до 150 м) горизонты оползневых глинисто-глыбовых брекчий, которые могли возникать при известной крутизне подводного склона и, следовательно, на значительных глубинах. Таким образом, можно утверждать, что доломитово-песчано-аргиллитовые отложения верхнего карбона являются более глубоководными, чем сходные артинские образования. Это подтверждается также фациальными соотношениями: верхнекаменноугольный флиш быстро замещается к северо-западу сравнительно маломощными, очень тонкими кремнисто-глинистыми осадками, явно возникшими уже в относительно глубоких частях моря. Среди этих тонкозернистых отложений развиты также известковые доломиты с радиоляриями.

3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЮЖНОУРАЛЬСКИХ ДОЛОМИТОВ

Рассмотрев состав, структуру, парагенетические связи и фациальные условия формирования, а также стратиграфическое распределение доломитов, попытаемся выяснить, в какую стадию развития породы они возникли.

Обратимся прежде всего к составу самих доломитов. Выше было показано, что все они характеризуются непостоянным соотношением $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$, в одних случаях представляя собой почти чистый доломит, в других же, что чаще, смесь доломита и кальцита, причем количество последнего иногда весьма значительно, составляя до 50% карбоната. В толщах, где развиты доломиты, наблюдаются также известняки, сходные с ними по структуре, но содержащие лишь небольшую примесь $CaMg(CO_3)_2$ ($<10\%$), причем иногда можно видеть их быстрый переход в доломит. Иначе говоря, доломитизация здесь протекла очень неравномерно, пятнисто и часто не полно. По существу, когда мы говорим о доломитовых слоях, то основываемся на том, что видим в пределах одного обнажения. Если же представить себе этот слой на площади, то доломиты будут иметь вид неправильных линз или очень плоских, не четко оформленных «конкрециевидных» тел внутри известнякового пласта, причем внешне доломитовая и известковая части последнего очень сходны и без специального исследования иногда не отличимы. Такая форма залегания доломитов исключает возникновение их как слоев в стадию седиментогенеза.

Наоборот, пятнистость и неравномерность доломитизации, а также более крупные размеры доломитовых кристаллов (по сравнению с кальцитовыми) позволяют считать, что здесь имела место последующая доломитизация осадков. Об этом же свидетельствует широкое развитие доломитовых конкреций, возникающих как бы на продолжении доломитовых «слоев», но в более прибрежной части профиля. Конкреции эти характеризуются текстурными признаками, определенно указывающими на их

формирование в толще донного ила (продолжение слойков из вмещающей породы в конкреции).

Вместе с тем есть факты, свидетельствующие о том, что процесс доломитизации протекал на ранних стадиях диагенеза и шел относительно быстро. Мы видели, что в линзах цефалоподовых ракушняков, развитых среди массивнослоистых доломитов и возникших на повышенных участках донного рельефа во время обмеления моря, попадаются мелкие галечки доломита, совершенно аналогичного тому, который вмещает линзы. Следует отметить, что цефалоподовые известняки при этом не бывают доломитизированы, и поэтому невозможно допустить, чтобы доломитизация галек происходила уже во вмещающей породе. Гальки эти появились в результате небольших локальных размывов в момент кратковременного осушения повышенных участков дна. Несомненно, что доломитизация здесь предшествовала размыву и, следовательно, протекала на ранней стадии развития породы. Ту же картину мы наблюдаем в доломитах третьей и четвертой разновидностей, где в основании первых элементов флишевых ритмов наблюдаются окатанные доломитовые обломки или переотложенные конкреции. Заметим здесь же, что в данном случае (особенно это относится к верхнекаменноугольным доломитам, принадлежащим к относительно глубоководным фациям) мы сталкиваемся не только с фактом ранней доломитизации слоев, но и с поразительно быстрой их литификацией. Действительно, если в мелководной обстановке гальки могли возникать за счет размыва слоев, выходивших временно из-под уровня моря и в этих условиях затвердевавших, то в случае с глубоководными отложениями это исключено. Здесь мы должны допустить, что к моменту формирования первого элемента ритма нижележащий осадок был достаточно литифицирован, чтобы из него могли образоваться окатанные обломки. Быстрое затвердевание здесь относится не только к карбонатным слоям, но и к глинистым, так как в основании песчаных слоев нередко наблюдается скопление глинистых галек. Широкое развитие иероглифов также свидетельствует о достаточной плотности илистых грунтов в зоне развития флиша. Итак, можно констатировать, что в рассматриваемых условиях доломитизация, так же как литификация, в отличие от обычных случаев, протекала у с к о р е н н о.

Посмотрим теперь, что же могло вызвать энергичную доломитизацию известковых илов и с чем связана неравномерность развития этого процесса во времени?

В работе Н. М. Страхова (1953), посвященной диагенезу, подробно рассмотрен механизм диагенетического минералообразования и показано, что в основе этого процесса лежит разрушение органического вещества, обогащающее грунтовые растворы различными продуктами его распада и, в первую очередь, углекислотой. Изученные нами осадки были богаты органическим веществом, так как в них наблюдаются многочисленные растительные остатки (споры, растительный мусор) и обильные остатки зоопланктона; вероятно, места расцвета последнего изобиловали также другими микроскопическими организмами (фитопланктон и наннопланктон), поставлявшими в осадок добавочное количество органических веществ.

Н. М. Страхов показал, что в результате разложения органического вещества и непрерывного возникновения и диффузии CO_2 происходит переход веществ из первоначальных форм в новые: окислы железа превращаются в закисные соединения; биогенный кремнезем растворяется; $CaCO_3$ и основные слои углекислого магния сначала переходят в раствор, резко повышая щелочной резерв грунтовой воды, а затем выпадают в виде доломита; фосфор, освобождающийся при разложении органического вещества, образует зерна фосфорита. Следы всех этих процессов мы видим

в рассматриваемых отложениях: кремнистые скелеты радиолярий почти повсеместно замещены кальцитом или доломитом; известковые илы местами в значительной мере переродились в доломитовые; железо представлено в основном пиритом (частично окисленным уже в стадию выветривания); встречаются, хотя и редко, микроскопические стяжения фосфорита.

Так как доломитизация в определенные отрезки времени протекала весьма энергично, то встает вопрос об источнике магния. Здесь следует отметить неодинаковую полноту доломитизации осадков различного возраста и различных фаций, а также неодинаковую роль доломитизированных пород в общем объеме вмещающих отложений.

Артинский ярус насыщен доломитами значительно сильнее, чем доломитовый комплекс верхнего карбона (зианчуринский горизонт и оренбургский ярус). В этом комплексе доломиты менее мощные; они, как правило, более известковистые и значительно сильнее «разбавлены» терригенным материалом (см. табл. 1, 2 и 3). Иначе говоря, абсолютные массы доломита в артинском ярусе имеют большее значение, чем в верхнем карбоне. Если учесть, что верхнекаменноугольная эпоха охватывает больший промежуток времени, чем артинский век, то интенсивность артинского доломитообразования будет выступать еще резче.

Это имеет определенный палеогеографический смысл. Артинское море, во-первых, было регрессирующим бассейном и обладало обширным, хорошо развитым очень мелким шельфом, где воды прогревались сильнее; во-вторых, будучи непосредственным предшественником кунгурского осолоненного бассейна, артинское море, вероятно, располагалось в условиях более засушливого климата, чем море верхнекаменноугольное. Оба эти факта могли привести к некоторому, может быть, периодическому повышению солености, способствовавшему выпадению дополнительных порций магнезиальных солей. Свидетельством начавшегося повышения солености является флюорит, кристаллы которого изредка наблюдаются в пористых артинских доломитах. Однако о значительном и повсеместном осолонении артинского моря не может быть речи, так как в него поступали большие массы речных вод и фауна не носила следов угнетения, будучи представлена богато и разнообразно. Временное повышение солености могло иметь место в мелководных заливах и бухтах, с которыми, в основном, и связаны доломитовые осадки. Кроме того, возможно, что выпадению магнезиальных солей способствовала также подводная растительность, которую естественно предполагать в подобной обстановке. Таким образом, фациальные условия артинского века сказывались на концентрации магнезиальных солей в осадках и тем самым влияли на течение процесса диагенетической доломитизации.

Верхнекаменноугольные доломиты формировались в более глубокой зоне моря, причем моря, трансгрессировавшего и обладавшего относительно узким шельфом, в пределах которого доломитизация не проявлялась сколько-нибудь заметно. В таких условиях нет никаких оснований предполагать повышенную минерализацию морской воды. Очевидно, источником $MgCO_3$ здесь являлись обычные морские воды, что и привело к менее интенсивной доломитизации илов.

Посмотрим теперь, что же сближает артинские и верхнекаменноугольные осадки разных фациальных зон и почему в довольно сходных палеогеографических условиях среднекаменноугольного и сакмарского времени доломитизация илов не происходила или имела лишь небольшое значение. В ассельском веке, например, в южной части района существовала шельфовая область с изрезанной береговой линией и обширными заливами, где накапливались песчано-глинистые осадки с карбонатными прослойками и конкрециями. Однако и те и другие имеют существенно

известковый состав, и процент доломита в них невелик. Анализ конкреции из ассельских отложений с р. Жаман-Каргалы показал: нерастворимого остатка — 26,42%, $CaCO_3$ — 65,09% и $CaMg(CO_3)_2$ — 8,49%. Анализ артинской конкреции, взятой из сходных отложений, дал следующий результат: нерастворимого остатка — 11,22%, $CaCO_3$ — 21,32% и $CaMg(CO_3)_2$ — 63,31%.

То же самое можно констатировать, сравнивая московские или сакмарские отложения более удаленной и глубокой части моря с соответствующими верхнекаменноугольными породами. Среди ассельских песчано-глинистых толщ встречаются прослои карбонатных пород с радиоляриями или растительным шламмом, внешне похожие на карбонатные породы верхнего карбона. Химический состав их, однако, существенно отличается: в ассельских породах содержание доломита обычно менее 10% и лишь в единичных образцах 14—16%, тогда как в верхнекаменноугольных оно редко бывает меньше, чем 10% и часто превышает 50%, достигая 75%.

Существует еще одно отличие в химическом составе верхнекаменноугольных и сакмарских пород — это содержание органического углерода. В различных петрографических типах отложений относительно глубоководной зоны верхнекаменноугольного моря количество органического углерода колеблется от 0,25—0,35 до 4%, причем даже в известняках достигает иногда 1,60—1,92%. В соответствующих породах сакмарского яруса оно чаще всего составляет 0,05—0,25%, редко повышаясь до 0,65—0,80%, и только в одном случае достигает 1,27%; характерно, что повышенное содержание углерода здесь в общем сопровождается некоторым возрастанием доломитности. Для иллюстрации этого положения в табл. 4 приводится несколько цифр.

Таблица 4

Содержание $C_{орг.}$, нерастворимого остатка и доломита в тонкозернистых карбонатных породах сакмарского яруса

№ п/п	№ обр.	Порода	Нераств. остаток	$C_{орг.}$	$CaMg(CO_3)_2$
1	2759	Мергель с радиоляриями	51,96	1,27	15,85
2	2751	То же	52,00	0,71	14,02
3	2738	Глинистый известняк с радиоляриями	42,19	0,83	7,02
4	2743	То же	25,03	0,63	7,37
5	1447	» »	20,21	0,12	4,72
6	1352	Известняк с алевритом	6,25	0,26	2,95
7	1353	Известняк с растительным шламмом	13,65	0,23	2,95
8	2427	Известняк афанитовый	12,76	0,11	4,41
9	2322	» »	0,22	0,14	2,58
10	2315а	» »	2,42	0,05	2,57
11	1490	» »	7,96	0,12	1,84

Таким образом, верхнекаменноугольные (зианчуринские и оренбургские) отложения удаленной и относительно глубокой зоны моря являются одновременно и более доломитными и более обогащенными органическим веществом, чем соответствующие отложения среднего карбона и сакмарского яруса. Любопытно, что подобные же соотношения между двумя этими компонентами характерны и для других районов. Так, Н. М. Страхов (1939) отмечал, что черные известняки доманика, более богатые органическим веществом, чем серые, гораздо чаще бывают доломитизированы.

Это дает право предполагать, что либо доломит более интенсивно генерировался в илах, богатых органическим веществом, либо существовала какая-то причина, приводящая к одновременному обогащению илов и органическими соединениями и доломитом.

Как известно, некоторые исследователи, например Г. И. Теодорович (1950), считают, что возникающий при распаде органических соединений $(NH_4)_2CO_3$, реагируя с $MgCl_2$ морской воды, мог приводить к появлению $MgCO_3$. Однако едва ли подобным путем поступало в осадок большое количество магнезиальных солей, хотя некоторые добавочные порции могли таким способом возникать.

Более вероятно второе предположение, что существовала какая-то причина, приводившая к обогащению илов обоими указанными компонентами. Такой причиной могло явиться обилие фитопланктона, который, отмирая, обогащал грунты органическим веществом, а при цветении способствовал садке магнезиальных солей. Мы не имеем аналитических данных относительно количества углерода в мелководных артинских слоях; однако, так же как и в верхнем карбоне, количество углерода характеризовалось повышенным значением, хотя, вероятно, не в такой мере. Резюмируя все сказанное, можно предположить, что неравномерное распределение доломита в стратиграфическом разрезе связано, во-первых, с обогащением отдельных толщ органическим веществом (C_2 и P_1a) и, во-вторых, в некоторых случаях, кроме того, — со слабым осолонением морских заливов (P_1a).

Надо сказать, что наибольшее количество спор, пыльцы, а также растительного детрита связано с артинскими и верхнекаменноугольными слоями. Очевидно, вследствие комбинации различных условий на прилегающей суше, именно в эти моменты особенно богато расцветала древесная растительность и реки доставляли в море особенно много гумусовых веществ, а также фосфатов и нитратов. Последнее привело к пышному развитию зоо- и фитопланктона, что, в свою очередь, оказывало двоякое влияние на седиментацию. Во-первых, расцвет фитопланктона повышал pH поверхностных слоев воды, тем самым способствуя выпадению магнезиальных солей, и, во-вторых, отмерший планктон обогащал илы органическим веществом, что интенсифицировало процесс диагенетического перераспределения веществ.

Однако в карбоне шельфовая полоса была узкой, а уклон дна значительным, и поэтому гидродинамические условия для захоронения органических соединений были мало благоприятны, тогда как в артинском веке, наоборот, шельф был обширным, берега изрезанными и в мелких заливах накапливались тонкие карбонатные илы с повышенным содержанием органического вещества.

Обогащение органическим веществом верхнекаменноугольных, относительно глубоководных илов связано, повидимому, с аналогичными процессами, протекавшими, однако, в других фациальных условиях. Известно, что в местах подъема глубинных вод наблюдается пышный расцвет планктона, вызванный притоком питательных веществ. Здесь, таким образом, создается среда, благоприятная для поступления в осадок и перераспределения в нем магнезиальных солей. Анализ общей палеогеографической обстановки верхнекаменноугольного моря позволяет предполагать в данном случае именно такие условия обогащения осадков органическим веществом.

В более северных районах западного склона Урала (к северу от р. Белой), уже за пределами наших исследований, сходные условия доломитообразования существовали позднее, в сакмарское и артинское время. Здесь широкое распространение получили темные тонкозернистые доломитовые и известково-доломитовые отложения, иногда богатые каль-

цитизированными или доломитизированными остатками радиолярий. Породы эти были изучены Г. И. Теодоровичем (1950), который связывал появление здесь доломита также с поднимающимися донными течениями. Не трудно видеть, что сакмаро-артинские доломиты северного района похожи на соответствующие верхнекаменноугольные породы Урало-Икской зоны и, вероятно, формировались в близких фациальных условиях.

Таким образом, источником магния в рассматриваемых отложениях были сами морские воды. Однако поступление магнезиальных солей в осадок было недостаточным для образования высоко магнезиальных слоев, и только в диагенезе, вследствие большой подвижности соединений, в осадках возникали высоко доломитовые участки.

Нередко при рассмотрении условий доломитообразования встает вопрос о форме магнезиального соединения, первично поступающего в осадок.

В одних случаях считают, что доломит является чисто седиментационным минералом, в других — что он возник в диагенезе от взаимодействия $CaCO_3$ и основных солей $MgCO_3$. Для ответа на этот вопрос очень мало объективных данных и поэтому его решение зависит от субъективных представлений авторов. Знакомство с некоторыми настоящими седиментационными типами доломитов, такими, например, как каширские или данково-лебедянские доломиты Московской синеклизы, показывает, что величина слагающих эти породы доломитовых кристаллов столь же мала ($<0{,}01$ мм), что и величина кальцитовых зерен в пелитоморфных известняках. Иначе говоря, в тех случаях, когда имеет место непосредственное выпадение из раствора $CaMg(CO_3)_2$, возникают мельчайшие кристаллы. В рассмотренных выше южноуральских отложениях доломитовые зерна всегда крупнее зерен присутствующего тут же карбоната кальция. Это обстоятельство позволяет предполагать, что доломит здесь не является чисто седиментационным и что двойная соль карбоната Ca и Mg возникла в иле путем взаимодействия кальцита и основных солей углекислого магния, в результате чего появились кристаллы более крупные, чем исходный материал.

Заканчивая рассмотрение доломитовых осадков, следует отметить некоторые их структурные отличия. Мы видели, что в артинском ярусе существуют две основные разновидности: массивнослоистые доломиты бухт и доломиты зоны прибрежных течений. Последние отличаются от первых более полной доломитизацией осадка. Это, может быть, объясняется тем, что в первом случае общая масса известковых осадков была во много раз больше, чем во втором случае, и магнезиальных солей нехватало для интенсивной и повсеместной доломитизации.

Кроме того, при петрографической характеристике пород указывалось, что в одних случаях доломит цемента представлен более крупными кристаллами, чем те, которые замещают радиоляриевые тельца, а в других случаях наблюдаются обратные структурные соотношения. В массивных доломитах бухт и в тонкозернистых прослоях, развитых среди доломитов зоны течений, основная масса породы всегда имеет относительно тонкую структуру, а раковины замещены более крупными кристаллами; наоборот, в грубых песчаниковидных разностях, представляющих собою своеобразный, иногда косослоистый радиоляриевый песок с доломитовым цементом, большая часть или все раковины замещены очень мелкими кристаллами, тогда как цементирующая масса имеет менее тонкую структуру. Очевидно, это не случайно и связано с характером диагенетических процессов. Можно предполагать, что в тонких илах углекислота и гумусовые кислоты, возникавшие при разложении органических веществ, удерживались дольше, чем в грубом осадке, вследствие

чего физико-химические условия для растворения карбонатов были очень благоприятными, а растворение биогенного SiO_2 несколько тормозилось. Вероятно также, что в тонком иле органического вещества было больше, вследствие чего он был богаче гуминовыми кислотами, мешавшими растворению кремнезема; кроме того, большое содержание углекислоты в грунтовом растворе не способствовало удалению ее из внутренней части самих скорлупок, где она также генерировалась и предохраняла некоторое время последние от растворения. Подтверждением высказанному предположению может служить тот факт, что в доломитах с более тонким цементом, хотя и редко, но встречаются раковины радиолярий с прекрасно сохранившимся кремневым скелетом, тогда как в грубых прослоях они совершенно отсутствуют. Все это позволяет думать, что в рассматриваемых тонкозернистых осадках сперва доломитизировалась основная масса известкового ила, а затем уже доломит выпадал в пустотах, образовавшихся от растворения радиоляриевых скорлупок.

В более грубых прослоях, возникавших при довольно быстром донном течении, CO_2 и другие продукты распада органических веществ удалялись быстрее и, следовательно, ничто не препятствовало растворению кремнезема. В то же время pH здесь был несколько выше, чем в подстилающем и смежном тонком иле, вследствие чего сюда подтекало из этого ила некоторое количество карбонатов Ca и Mg и осуществлялся метасоматоз кремневого материала карбонатным. Механизм такого перераспределения вещества подробно рассмотрен в работе Н. М. Страхова (1953, стр. 34). Замещение цемента происходило несколько позднее и характеризовалось большей полнотой, чем в тонком иле, что, может быть, зависит от непрерывного тока карбонатов из тонких илов в грубые, с повышенным pH. Отметим, что в тонкозернистых верхнекаменноугольных доломитах, степень доломитности которых, как было показано, ниже, чем артинских, радиоляриевые остатки очень редко бывают замещены доломитом; обычно они выполнены кальцитом или халцедоном. Так как эти отложения часто содержат сравнительно небольшое количество $CaMg(CO_3)_2$, то отсутствие последнего в радиоляриевых тельцах косвенно может свидетельствовать о первоначальной доломитизации основной массы тонкого карбонатного ила, которая только при более энергичном течении процесса захватывает и радиоляриевые остатки.

Остановимся кратко на некоторых более поздних изменениях пород.

Мы видели, что характерной чертой диагенеза наряду с доломитизацией являлся вынос кремнекислоты. Так как рассматриваемые осадки содержали большое количество радиоляриевых раковин, то грунтовые растворы были обогащены кремнекислотой. Какова же ее дальнейшая судьба? В некоторых прослоях доломитов наблюдаются многочисленные прожилки, образованные мелкозернистым халцедоном и кварцем, замещающими иногда также радиоляриевые остатки и выполняющими трещинки. Такие кремнистые выделения приурочены обычно к доломитовым прослоям более грубой структуры. Кроме того, кремнезем замещает многие раковины в органогенно-обломочных известняках. Таким образом, можно констатировать вторичное перемещение SiO_2 преимущественно в породы более грубой структуры. Отметим, что сходный тип перемещения SiO_2 указывался Н. М. Страховым и С. С. Осиповым (1935) для некоторых свит артинского яруса р. Юрезани, причем в обоих случаях отчетливых конкреций не возникало.

Наконец, в доломитах встречаются следы переотложения $CaCO_3$, относительно крупные кристаллы которого выполняют трещинки в породе и пустоты внутри органических остатков, а также полностью или частично замещают радиоляриевые тельца.

Оба отмеченных процесса — перераспределение SiO_2 и $CaCO_3$ — иногда, повидимому, протекали одновременно, образовывая пятнистую породу, в которой рядом с кремнистыми участками располагаются участки кальцитизированные (табл. V, фиг. 21).

ВЫВОДЫ

1. Доломиты, развитые среди мощных терригенных отложений Южно-Уральского передового прогиба, распределены в стратиграфическом разрезе неравномерно. Они отсутствуют в среднем карбоне и ассельском ярусе, крайне редко встречаются в абзановском горизонте и сакмарском ярусе, но являются характерной породой зианчуринского горизонта, оренбургского и артинского ярусов.

2. Доломиты представляют собою диагенетические образования. Об этом свидетельствует, во-первых, пятнистое, неравномерное и неполное проявление доломитизации в известковых слоях; во-вторых, сходные условия залегания, структура и органические остатки в доломитах и в смежных с ними известняках; в-третьих, бóльшие размеры кристаллов доломита (0,02—0,04 мм) по сравнению с присутствующим здесь же кальцитом ($<$0,01 мм или 0,005 мм).

3. Доломитизация резче проявлялась в комплексах отложений, обогащенных органическим веществом. Это, повидимому, связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, с тем, что пышное развитие фитопланктона и донной растительности способствовало одновременно и выпадению магнезиальных солей и обогащению илов органическим веществом. Кроме того, взаимодействие $(NH_4)_2CO_3$, возникавшего при разложении органического материала, с $MgCl_2$ морской воды могло приводить к появлению в илах некоторых дополнительных порций магнезиальных солей. Во-вторых, разложение органического материала способствовало более энергичному перераспределению вещества в диагенезе и локальному концентрированию $CaMg(CO_3)_2$, иногда приводившему к появлению почти чистого доломита.

4. В артинское время доломитизации подвергались как тонкие известняковые илы мелких, глубоко вдававшихся в сушу бухт, так и кремнисто-известковистые осадки зоны прибрежных течений.

5. В верхнекаменноугольное время доломит возникал в кремнисто-известковистых и глинисто-известковистых илах более глубокой части шельфа: в зоне формирования флиша и глубже. Вследствие этого, зианчуринский и оренбургский флиш приобрел специфический облик (доломитовый флиш) и существенные отличия от среднекаменноугольного и абзановского известкового флиша.

6. В артинских осадках доломитизация протекала значительно энергичнее, чем в верхнекаменноугольных, что, повидимому, связано с различием палеогеографических условий, а именно: в бухтах теплого и мелкого артинского моря с богатой подводной растительностью, временами слегка осолонявшихся, илы были богаче магнезиальными солями, вследствие чего резерв Mg для доломитизации был выше.

7. Артинская зона доломитизации получала большое количество органического материала как с суши, так и из самого моря (вследствие цветения планктона вблизи речных выносов), верхнекаменноугольная же обогащалась органическими соединениями преимущественно за счет планктона, в изобилии появлявшегося в местах подъема глубинных течений.

8. Одновременно с доломитизацией имели место вынос и перераспределение в толщах осадка кремнекислоты, которая удалялась из тонкозернистых слоев и, по крайней мере частично, переотлагалась в более грубых.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 6.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1949, вып. 104, геол. сер. (№ 34).

Келлер Б. М. и Пущаровский Ю. М. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 6.

Руженцев В. Е. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актюбинской областей. Пробл. сов. геол., 1936, № 6.

Руженцев В. Е. О подразделении верхнего карбона. Доклады Акад. наук СССР, 1945, 46, № 7.

Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 1.

Руженцев В. Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. Тр. Палеонт. инст., 1950, 29.

Руженцев В. Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса. Тр. Палеонт. инст., 1951, 33.

Руженцев В. Е. Биостратиграфия сакмарского яруса в Актюбинской области Казахской ССР. Тр. Палеонт. инст., 1952, 42.

Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1939, вып. 16, геол. сер. (№ 6).

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, сер. геол. (№ 45).

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.

Страхов Н. М. и Осипов С. С. Битуминозные породы р. Юрезани. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13 (1).

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.

Хворова И. В. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии и Оренбургской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15 (6).

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Пер. М. А. Заварицкой и В. П. Логинова. Под ред. акад. А. Н. Заварицкого. М., Изд. иностр. лит., 1950.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. Доломитовая брекчия, состоящая из почти не перемещенных обломков и представляющая собою верхнюю часть растрескавшегося доломитового слоя. Обр. 2828. Нат. вел. Артинский ярус, р. Сюрень.

Фиг. 2. Обломочный доломит, состоящий из перемещенных и слабо окатанных доломитовых обломков. Обр. 94. Артинский ярус, р. Актасты.

Фиг. 3. Обломочный доломит. Нат. вел. Артинский ярус, р. Актасты.

Фиг. 4. Доломитовая брекчия. Видны обломки тонкозернистого доломита с остатками радиолярий, сцементированные известковистым доломитом. Шлиф 89, ×10, ник. 1. Артинский ярус, р. Актасты.

ТАБЛИЦА II

Фиг. 5. Доломит тонкозернистый (массивно-слоистая разновидность) с остатками радиолярий, замещенными более крупными кристаллами, чем те, что слагают основную массу породы. Шлиф 55, ×45, ник. 1. Артинский ярус, р. Актасты.

Фиг. 6. Известковистый доломит с остатками радиолярий и спор. Остатки радиолярий образованы более крупными кристаллами, чем основная масса породы. Шлиф 60, ×45, ник. 1. Артинский ярус, р. Актасты.

Фиг. 7. Доломит тонкозернистый, пористый, с единичными хорошо сохранившимися остатками радиолярий и с кристаллами флюорита в порах (*а*). Шлиф 71, ×20, ник. 1. Артинский ярус, р. Актасты.

Фиг. 8. Известняк цефалоподовый. Виден окатанный обломок известковистого доломита с радиоляриями (справа внизу). Шлиф 74, ×10, ник. 1. Артинский ярус, р. Актасты.

ТАБЛИЦА III

Фиг. 9. Доломит тонкозернистый с растительным шламмом и многочисленными остатками радиолярий, замещенными более тонкозернистым доломитом, чем основная масса породы. Шлиф. 1827 (обр. 2500, см. фиг. 13), ×60, ник. 1. Артинский ярус р. Сакмара.

Фиг. 10. Доломит тонкозернистый с остатками радиолярий, замещенными мелкозернистым кальцитом. Шлиф 1917, ×45, ник. 1. Артинский ярус, р. Ассель.

Фиг. 11. Доломит тонкозернистый с многочисленными остатками радиолярий, замещенными либо доломитом, либо халцедоном, либо вторичным кальцитом. Много тонких халцедоновых прожилок. Шлиф 2034, ×20, ник. 1. Артинский ярус, р. Сюрень.

Фиг. 12. Доломит тонкозернистый с остатками радиолярий и большим количеством растительного детрита, среди которого много спор. Шлиф 2040, ×46, ник. 1, Артинский ярус, р. Сюрень.

ТАБЛИЦА IV

Фиг. 13. Доломит тонкослоистый; более грубозернистые слои обогащены радиоляриями (см. фиг. 9). Обр. 2500, нат. вел. Артинский ярус, р. Сакмара.

Фиг. 14. Контакт между доломитом тонкозернистым и доломитом песчаным с обильными остатками радиолярий (доломитовый радиолярит). Отчетливо видна текстура «течения пластичного осадка» или «слепков нагрузки». Нат вел., Артинский ярус, р. Б. Ик.

Фиг. 15. Косая слоистость в доломите зоны прибрежных течений. Обр. 2051, Артинский ярус, р. Сакмара.

Фиг. 16. Растрескавшаяся доломитовая конкреция. Обр. 186, нат. вел. Артинский ярус, р. Жаман-Каргала.

Фиг. 17. Доломит тонкозернистый, алевритистый, с растительным детритом (конкреция). Шлиф 410, × 45, ник. 1, Артинский ярус, р. Айдаралаша.

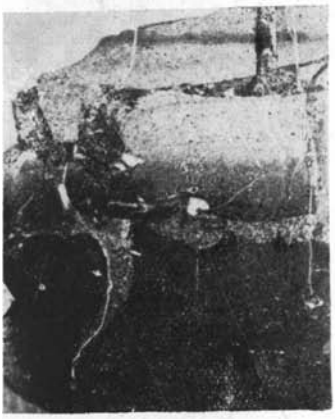
ТАБЛИЦА V

Фиг. 18. Сильно известковистый глинистый доломит (шлиф окрашен); видно неравномерное распределение среди микрозернистого кальцита более крупных кристаллитов доломита. Шлиф 2050, × 45, ник. 1. Зианчуринский горизонт, р. М. Сюрень.

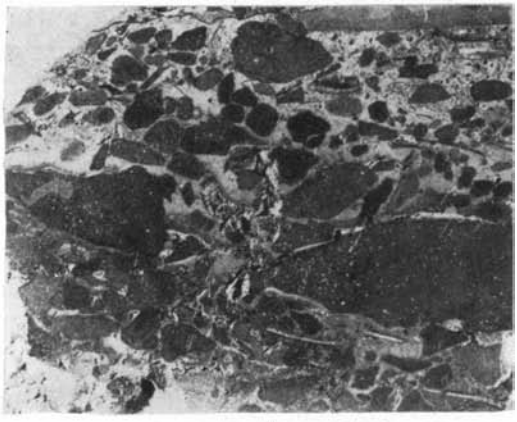
Фиг. 19. Доломит тонкозернистый, известковистый, с остатками радиолярий и спикул губок, замещенными мелкозернистым кальцитом. Шлиф 1770, × 60, ник. 1. Зианчуринский горизонт, р. Сакмара.

Фиг. 20. Доломит тонкозернистый, известковистый, с остатками радиолярий, замещенными халцедоном. Шлиф 1768, × 45, ник. +. Зианчуринский горизонт, р. Сакмара.

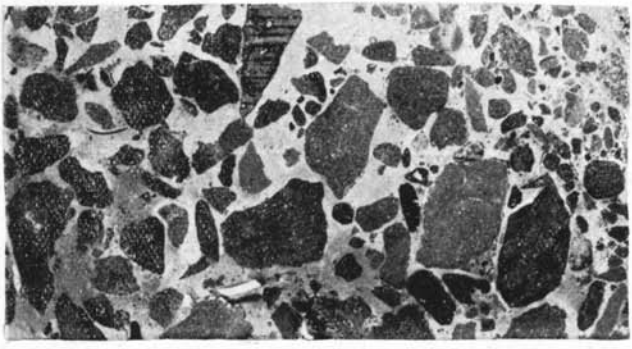
Фиг. 21. Доломит тонкозернистый с остатками радиолярий, которые на одних участках замещены крупными кристаллами кальцита, а на других представляют собою поры, стенки которых инкрустированы тонкозернистым кварцем. Шлиф 1768, × 45, ник. +. Оренбургский ярус, р. Бужан.



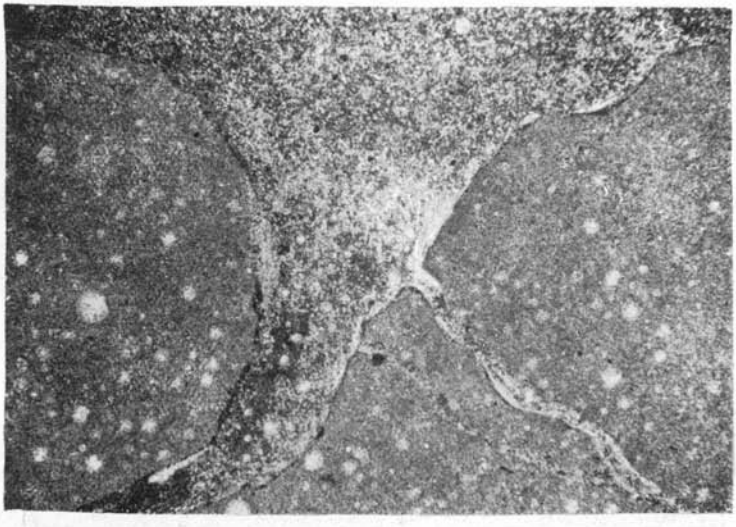
1



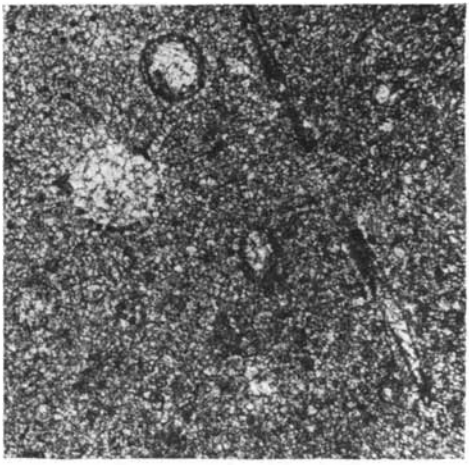
2



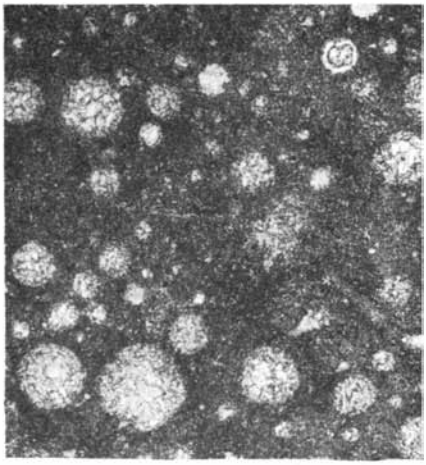
3



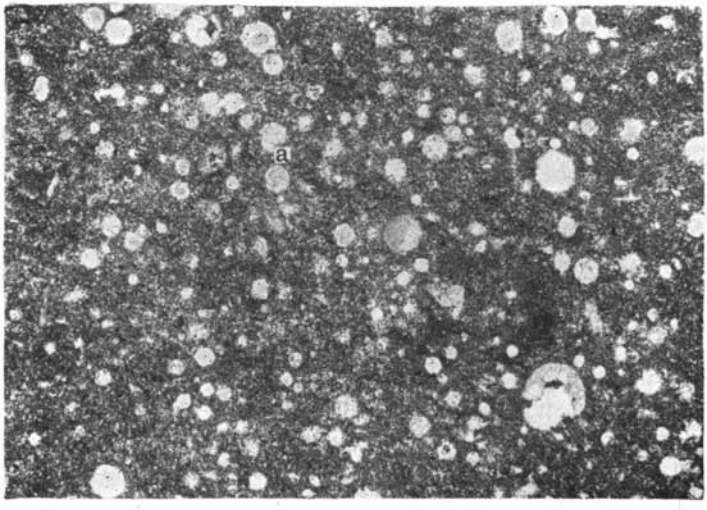
4



5

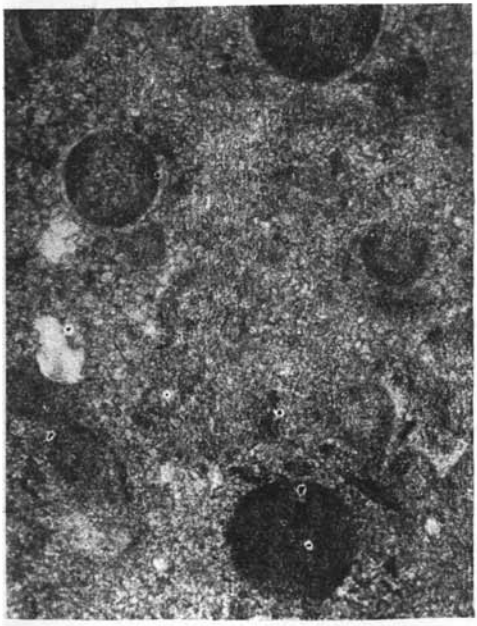


6

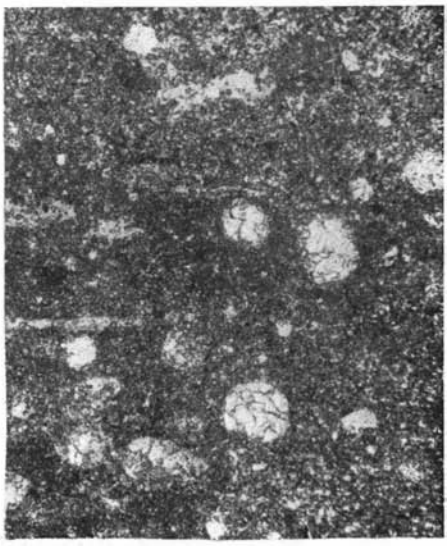


7

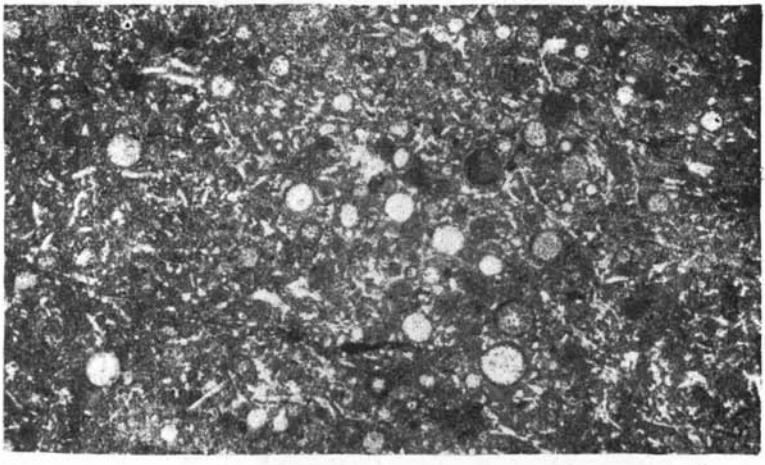
8



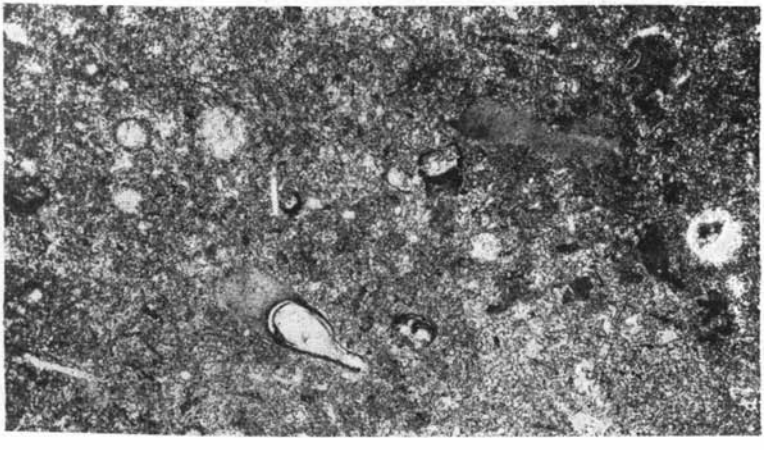
9



10

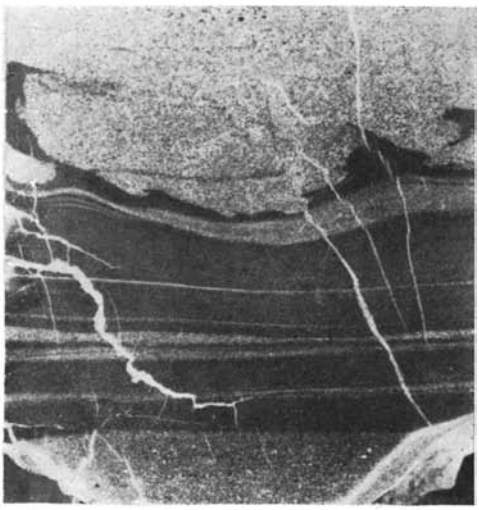


11

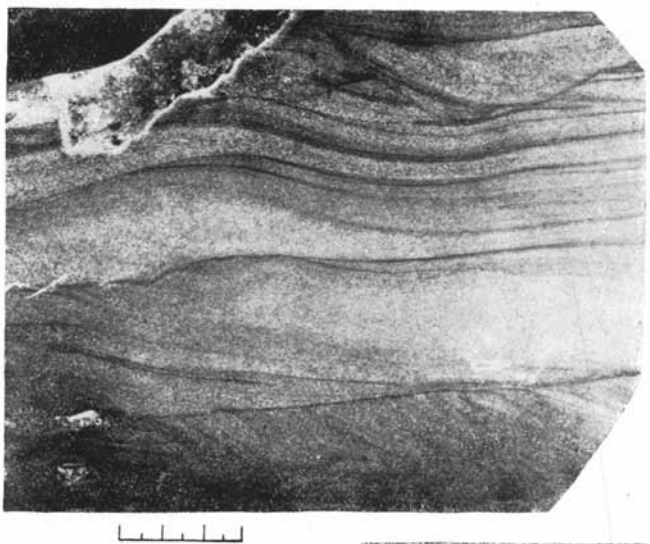


12

13

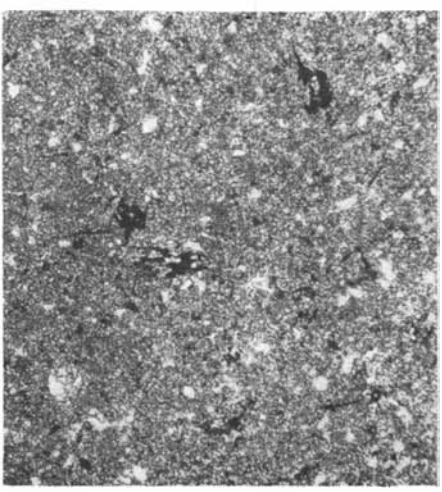


14

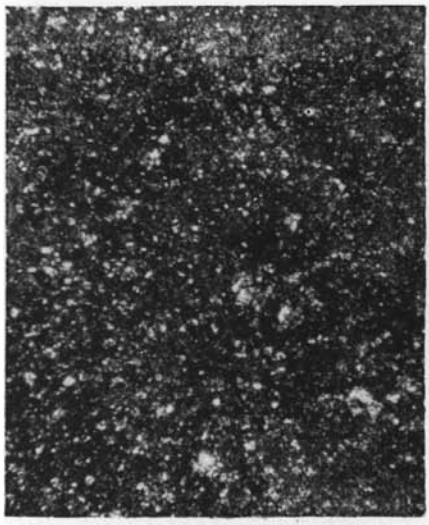


15

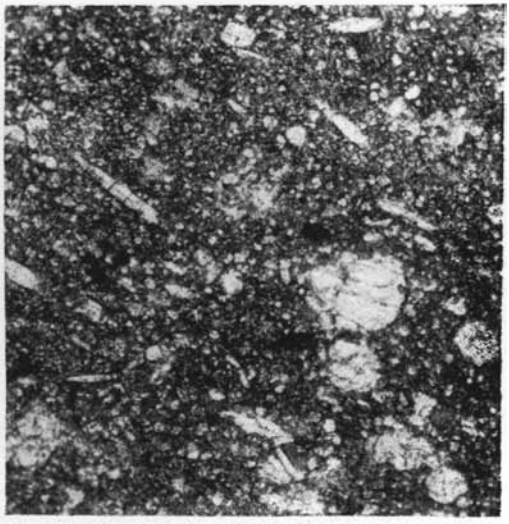
16



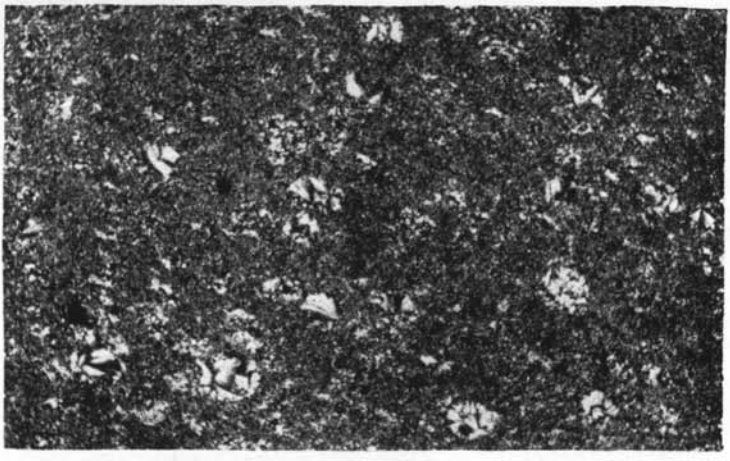
17



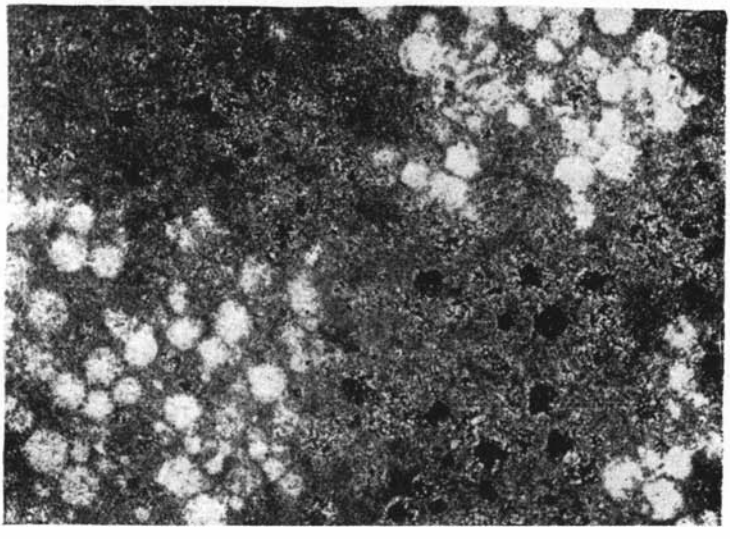
18



19



20



21

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

Д. А. ВИТАЛЬ, Л. М. КНЯЗЕВА, С. В. НИКОЛАЕВ

ИЗВЕСТКОВО-ДОЛОМИТОВЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ САМАРСКОЙ ЛУКИ

I. ИЗ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД САМАРСКОЙ ЛУКИ. МАТЕРИАЛ И МЕТОД РАБОТЫ. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД

Вопрос о происхождении доломитизации и о закономерностях ее распространения является одним из наиболее неясных и спорных вопросов литологии. Этот, на первый взгляд, теоретический вопрос, однако, весьма важен в практическом отношении: чтобы правильно организовать разведку доломитов и доломитизированных пород, являющихся важным строительным материалом, необходимо ясно представлять себе, как они образовались и, следовательно, как они могут залегать.

В качестве объекта изучения доломитизации были взяты карбонатные породы верхнего карбона Самарской Луки, которые разведывались как строительный материал для строительства Куйбышевской гидроэлектростанции.

Изучение отложений верхнего карбона Самарской Луки было начато давно. Мы отметим лишь наиболее важные и интересные для нашей темы работы.

Первые материалы не только физико-географического характера, но и по петрографии и минералогии отложений Самарской Луки, дал П. С. Паллас (1773), который посетил этот район в 1769 г.

Позднее карбонатные породы Жигулевских гор (фузулиновые известняки) были отнесены Г. Мурчисоном (1841) к верхним ярусам каменноугольного известняка.

Р. Пахт (1856) и Хр. Пандер (1863) установили, что известняки карбона Самарской Луки покрываются палеонтологически охарактеризованными пермскими отложениями.

А. П. Павлов (1886, 1887) приходит к заключению, что «Жигулевские горы произошли в один из геологических периодов, последовавших за юрским, и обязаны своим происхождением огромному вертикальному смещению».

А. Штуккенберг (1905) в своей монографии отмечает, что «верхнекаменноугольная фауна Самарской Луки частью имеет сходство с каменноугольной фауной Урала, частью — с верхне-каменноугольной фауной Московского центрального бассейна».

Наиболее интересной и полной работой по верхнему карбону и другим отложениям Самарской Луки является книга М. Э. Ноинского «Самарская Лука» (1913). Ноинский дал не только общее подробное описание отложений Самарской Луки, но и описание большинства хороших обнажений. Эта работа до сих пор не потеряла своей свежести и значения. Автор отмечает большую роль доломитов среди карбонатных пород

Самарской Луки и указывает, что между известняками и доломитами существует почти непрерывный ряд переходных разностей. Он указывает, что «в нижних горизонтах толщи превалируют известняки, хотя местами наблюдаются также и доломиты, более или менее близкие к нормальным, в средних горизонтах и те и другие развиты довольно равномерно, наконец в верхних господствуют доломиты, более же чистые известняки относительно редки». «Указанное распределение, — говорит Ноинский, — дает лишь общую картину и отдельные пункты могут делать в этом отношении значительные уклонения», причем подчеркивает, что такие уклонения, или переход одних пород в другие, происходят местами на очень близком расстоянии.

В отношении органических остатков этот автор отмечает, что в доломитах они обычно представлены лишь ядрами и отпечатками.

М. Э. Ноинский выделил в верхнем карбоне Самарской Луки следующие типы пород:

1. Фузулиновые известняки.
2. Плотные известняки с гладко-раковистым и неровным шероховатым изломами.
3. Землистые, марающие известняки, в большей или меньшей мере доломитизированные.
4. Доломиты явно-кристаллического сложения: сахаровидные, сливные, песчаниковидные, доломитовая мука.
5. Доломиты скрыто-кристаллического сложения: плотные и землистые.
6. Окремнелые известняки и доломиты.
7. Асфальтовые известняки и доломиты.

На основании подробного обзора фауны М. Э. Ноинский выделяет ряд фаций.

Основываясь на этих данных, он характеризует выделенные им горизонты C_3^a, C_3^b, C_3^c, C_3^d, C_3^e, C_3^f и сопоставляет их с отложениями Урала и Тимана.

М. Э. Ноинский отмечает постепенное обеднение фауной в направлении к верхним горизонтам и объясняет это отчасти вторичной метаморфизацией (доломитизация, перекристаллизация), отчасти увеличением солености моря, выразившемся в накоплении гипсово-доломитовых отложений в пермокарбоне.

Кроме карбона, М. Э. Ноинский рассматривает и остальные отложения Самарской Луки. Большое внимание в своей работе он уделяет и вопросу доломитизации, причем разбивает его на два: вопрос о химико-минералогической конституции этой породы и вопрос о ее генезисе.

Различные карбонатные породы он предлагает разделять на следующие искусственные, но удобные для пользования группы:

	% кальцита	% доломита
Известняки	100—95	до 5
Известняки доломитизированные . . .	95—50	5—50
Доломиты известняковистые	50—5	50—95
Доломиты	до 5	95—100

В отношении генезиса доломитов М. Э. Ноинский ставит вопрос: какого происхождения доломиты Самарской Луки, первичного или вторичного? Он указывает, что соображения, совпадающие в значительной мере с его собственными, были сформулированы Стейтманом, который считает характерными для первичных доломитов, главным образом, следующие признаки:

1. Переслаивание их с чистыми или слабо доломитизированными известняками, причем граница между ними остается резко выраженной.

2. Тонкозернистость породы (диаметр зерен около 0,02 мм).
3. Тесное соотношение с залежами гипса.

Рассмотрев с этой точки зрения породы Самарской Луки, М. Э. Ноинский приходит к следующему заключению: «пермские и пермокарбоновые отложения Самарской Луки сложены первичными доломитами, которые местами замещены вторичными известняками; напротив, в каменноугольных отложениях первичные доломиты редки и приурочены лишь к верхним горизонтам толщи, доминирующую же роль играют первичные известняки, во многих случаях замещенные вторичными доломитами». Образование вторичных доломитов М. Э. Ноинский объясняет двойным обменом между сернокислыми и углекислыми солями кальция и магния (по F. W. Pfaff'y) в результате воздействия циркулирующих водных растворов.

Так, при обработке доломитов раствором сернокислого кальция образуются $CaCO_3$ и $MgSO_4$; это — реакция раздоломичивания, наблюдаемая в пермских доломитах (с образованием крупнозернистого известняка). На это указывают и наблюдаемые на выходах пермских доломитов выцветы горькой соли. Растворы же сернокислого (и хлористого) магния, «действуя под давлением свыше 40—60 атмосфер на $CaCO_3$, в особенности при наличии NaCl, образуют мелкий порошок, соответствующий и по составу и по своим свойствам доломиту. Отсюда явствует, что при повышенном давлении имеет место реакция как раз обратная той, следствием которой является наблюдавшееся ныне раздоломичивание палеозойских доломитов Луки. Образующийся здесь сернокислый магний постепенно проникает в более глубокие части толщи и, по крайней мере местами, поступает в каменноугольные доломиты».

«Некогда над палеозоем Самарской Луки залегала еще огромная, ныне почти нацело смытая, толща юрских, меловых и, вероятно, третичных отложений, общая мощность которых была не менее 300 саж. Очень возможно, что в эти отдаленные времена под влиянием тяжести столь мощной толщи осадков в выступающих ныне на дневную поверхность горизонтах карбона господствовали давления, вполне достаточные для указанной выше реакции».

Подтверждением этого М. Э. Ноинский считает тот факт, что в буровой скважине, заложенной в 1865 г. близ с. Батраков, вода под собственным напором поднялась с глубины 250 м, что соответствует давлению в 24 с лишним атмосферы. Поэтому он предполагает, что на глубине 400—600 м давление вполне достаточно и что, возможно, под уровнем Волги эта реакция имеет место и сейчас.

После Ноинского многие работали над изучением пород Самарской Луки, но в понятие геологии и литологии они существенных изменений не внесли.

Среди исследований, уточняющих стратиграфию верхнего карбона Самарской Луки, наиболее важное значение имеет работа Д. М. Раузер-Черноусовой (1934).

Наша работа посвящена изучению доломитизированных карбонатных пород верхнего карбона северной части Самарской Луки в районе Могутовой горы и Яблонова оврага, в связи с изучением строительных материалов для Куйбышевской ГЭС.

Работа эта не претендует на исчерпывающее решение поставленных задач, однако на конкретном примере, по детально изученным материалам, она дает возможность составить себе ясное представление о сложности залегания доломитовых пород.

Штуфные образцы отбирались по разрезам через каждые 20—30 см, а в случае большой однородности — не реже, чем через полметра. При такой детальности отбора качественная характеристика разреза отражает

и количественные соотношения различных типов пород — их распространенность.

Было проделано несколько тысяч химических анализов и просмотрено соответствующее количество прозрачных шлифов из образцов горизонтов от C_3^{1b} до C_3^{1e}, по схеме Д. М. Раузер-Черноусовой, несколько измененной в 1951 г. С. Е. Розовской. Это дало возможность построить весьма детальные разрезы и профили и изучить закономерности распространения доломитизации в данном районе.

Химические карбонатные анализы производились скоростным методом Д. В. Пчелинцева в химической лаборатории Института геологических наук АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

Для изучения некоторых структур и характера доломитизации в шлифах последние делались открытыми и прокрашивались хлорным железом по методу Лемберга, причем кальцит окрашивался в черный цвет, а доломит оставался неокрашенным.

В основу стратиграфического расчленения на горизонты было положено определение микрофауны в отдельных разрезах, произведенное сотрудником Палеонтологического института АН СССР С. Е. Розовской. Однако не везде была возможность отобрать фауну, которая вследствие вторичных изменений во многих местах не сохранилась или отличалась очень плохой сохранностью. Розовской удалось палеонтологически установить в некоторых разрезах стратиграфические границы между отдельными горизонтами, которые и легли в основу корреляции разрезов. Для дальнейшей увязки разрезов пришлось обратиться к литологическим методам и, пользуясь всем комплексом различных признаков, сопоставлять шаг за шагом близлежащие разрезы.

В качестве одного из устойчивых первичных признаков в некоторых горизонтах было повышенное содержание минерального нерастворимого остатка (м. н. о.), которое хорошо выдерживалось по простиранию в ряде разрезов.

Внешне породы с повышенным содержанием м. н. о. выглядят как зеленовато-серые доломиты, которые очень удобно было прослеживать и сопоставлять, особенно в разрезах Могутовой горы. Здесь оказались три таких более или менее устойчивых «маркирующих» горизонта (верхний — среди отложений C_3^{1e} и средний и нижний «мергелевидные горизонты» — среди отложений C_3^{1d}).

В результате такой комплексной увязки установлено наличие и выяснено строение в районе Яблонова оврага горизонтов C_3^{1b}, C_3^{1c} и низов горизонта C_3^{1d}, а в районе Могутовой горы — горизонтов ϵ_3^{1c+b} (не расчленены), C_3^{1d} и нижней части горизонта C_3^{1e}.

Работа распределялась следующим образом: в районе Яблонова оврага и Девьей горы (к западу от Яблонова оврага) сбор материалов и обработку производила Л. М. Князева, в районе Могутовой горы — Д. А. Виталь. Проходка всех выработок, детальная увязка и сопоставление соседних разрезов по Могутовой горе и в значительной мере по Яблонову оврагу производились геологом Гидропроекта С. В. Николаевым. Общее руководство работой осуществлялось Н. М. Страховым.

В районе Яблонова оврага, Могутовой и Девьей гор горизонты C_3^{1b}, C_3^{1c} и C_3^{1d+e} слагаются карбонатными породами с различной степенью доломитизации и перекристаллизации. Многие разновидности пород содержат органические остатки различной сохранности в различных количествах. Содержание минерального нерастворимого остатка в породах невелико и редко превышает 2—3%. Увеличение нерастворимого остатка до 8—10% наблюдается только в глинистых зеленовато-серых (мергеле-

видных) доломитах, встреченных на Могутовой горе в горизонте C_3^{1d+e} в виде трех прослоев, хорошо прослеживающихся в разрезе. Большое содержание минерального нерастворимого остатка, достигающее иногда 70 и даже 95%, обычно связано с окремнением. В зависимости от процентного содержания кальцита, доломита и минерального нерастворимого остатка, описываемые карбонатные породы разделены на несколько групп или типов, характеристика которых дана в табл. 1.

Таблица 1

Химико-минералогические типы пород

Породы	Химический состав (в %)		
	доломит	кальцит	м. н. о.
Известняки	0—5	95—100	<6
Известняки слабо доломитизированные	5—20	80—95	<6
Известняки доломитизированные	20—50	50—80	<6
Доломит известковистый	50—80	20—50	<6
Доломит слабо известковистый	80—95	5—20	<6
Доломиты	95—100	0—5	<6
Доломит глинистый (мергелевидный)	—	—	>6

При характеристике микроскопического строения внутри указанных групп выделяются структурные разновидности пород. Структуры выделяются по крупности зерен, количественному соотношению зерен кальцита и доломита, характеру и количеству органических остатков. В основу взята классификация Г. И. Теодоровича, с некоторыми дополнениями. По крупности зерен и их взаиморасположению выделены следующие структуры:

1. Микрозернистая — размер зерен меньше 0,01 мм.
2. Тонкозернистая — размер зерен 0,01—0,1 мм.
3. Мелкозернистая — размер зерен 0,10—0,25 мм.
4. Разнозернистая мономинеральная — размер зерен колеблется в широких пределах от 0,005 до 0,25 мм.
5. Диспергентная, обычно разнозернистая — зерна или группы зерен доломита изолированы среди кальцитовой массы.
6. Синдетическая, обычно разнозернистая — участки кальцита изолированы среди общей массы зерен доломита.

По наличию органических остатков выделены следующие структуры:

7. Органогенно-обломочная — основную массу породы составляют органические остатки и их обломки.

Как разновидность этой структуры может быть выделена фузулиновая структура, в которой основная масса состоит из более или менее сохранившихся раковинок фузулинид.

8. Сгустковая — с большим количеством сгустков — округлых образований микрозернистого строения.
9. Водорослевая — с большим количеством остатков водорослей.

II. ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ГОРИЗОНТОВ C_3^{1b} — C_3^{1e}. ОПИСАНИЕ ПОРОД

1. Известняки

Известняки содержат 95,0—98,6% кальцита и 0,35—3,70% доломита. Ниже приводится таблица наиболее типичных анализов известняков (табл. 2). Содержание минерального нерастворимого остатка обычно весьма незначительно и лишь иногда достигает нескольких процентов, но, как правило, не превышает 6%. Однако это не относится к случаям окремнения (табл. 2).

Таблица 2

Химические анализы известняков (в %)

Структура	М. н. о.	Доломит	Кальцит
Микрозернистая	0,63	2,78	96,59
»	0,25	2,95	96,80
»	0,59	2,21	97,20
»	1,56	1,84	96,60
Органогенно-обломочная	0,51	1,29	98,20
»	0,23	2,78	96,99
»	1,02	2,58	96,40
»	0,31	3,70	95,99
»	0,05	2,95	97,00
»	1,15	2,95	95,90
»	0,79	2,21	97,00
»	0,75	2,95	96,30
Фузулиновая	0,68	3,32	96,00
»	0,42	2,58	97,00
Водорослевая	0,62	2,58	96,80

Распространены известняки, главным образом, на Девьей горе и в Яблоновом овраге и в значительно меньшем количестве — на Могутовой горе.

Среди них мы можем отметить следующие структурные разности: 1) миркозернистые, 2) органогенно-обломочные, 3) фузулиновые, 4) водорослевые и 5) сгустковые.

Микрозернистые известняки

В районе Девьей горы и Яблонова оврага они развиты широко в различных стратиграфических горизонтах. Это обычно линзы и прослои, иногда до 6 м мощности.

В обнажениях известняки образуют отвесные уступы, массивные или толстоплитчатые, нередко разбитые целой серией горизонтальных и вертикальных трещин.

На Могутовой горе они встречаются редко и образуют пятна, мелкие линзы и небольшие прослойки среди органогенных и перекристаллизованных известняков и доломитов.

Внешне это афанитовые, афанитоподобные и пелитоморфные породы, плотные, светлосерые, иногда с буроватым, зеленоватым и розоватым оттенком. При ударе раскалываются на остроугольные осколки. Преобладают плотные, крепкие разности с раковистым или гладким ровным изломом, имеющим матовую или слегка блестящую поверхность.

Помимо плотных известняков встречаются пористые, обычно более светлые известняки, легко разбивающиеся на неправильные куски с ше-

роховатым, землистым изломом и марающей, иногда мучнистой поверхностью.

Очень редко встречаются единичные включения остатков криноидей, фузулинид, кораллов, брахиопод и др. Встречаются пятнистые и линзовидные включения перекристаллизованного известняка или вторичного крупнокристаллического кальцита в жеодах и прожилках.

Наблюдаются редкие каверны и поры, иногда пустоты от выщелоченных органогенных остатков.

Под микроскопом микрозернистые известняки плотны (табл. I, фиг. 2) или пористы (табл. I, фиг. 1); размер пор меняется от 0,015 до 0,6 мм. Форма их самая разнообразная. Основная масса известняка слагается зернами кальцита меньше 0,01 мм, среди которых встречаются лишь единичные зерна с размерами 0,015—0,2 мм. Иногда отмечаются сгустковые выделения кальцита. Отдельные участки с крупными выделениями вторичного кальцита могут дать разнозернистую структуру (табл. II, фиг. 11). Встречаются единичные органические остатки: криноидеи, фузулиниды, водоросли, обломки кораллов, створки брахиопод, размером 0,15—0,9 мм. Окремнение встречается редко.

Органогенно-обломочные известняки

Органогенно-обломочные известняки широко развиты в районе Яблонова оврага во всех стратиграфических горизонтах верхнего карбона и образуют прослои мощностью от 0,40 до 12 м, чаще 1—2 м. Иногда они встречаются в виде реликтовых остатков в прослоях с доломитовой мукой. На Могутовой горе эти известняки редки.

По внешнему облику известняки перекристаллизованные, афанитоподобные и пелитоморфные, переполненные по всему слою или на отдельных участках остатками фауны фузулинид, мелких фораминифер, брахиопод, водорослей, мшанок, кораллов, члеников криноидей. Иногда встречаются отпечатки и ядра брахиопод и пустоты от водорослей. Сочетания остатков фауны самые разнообразные. Иногда органический детрит настолько мелок, что он с трудом различается невооруженным глазом.

Органогенные известняки большей частью плотные, на отдельных участках сильно пористые, с ноздреватым или пемзообразным строением. Излом неровный, шероховатый, реже — занозистый. Окраска серая с различными оттенками. Ожелезнение и кремнистые выделения встречаются очень редко. Иногда наблюдаются жеоды, прожилки, вкрапления, пустоты и каверны, выполненные кальцитом.

Под микроскопом видно, что органические остатки сложены микрозернистым кальцитом, который иногда бывает перекристаллизован (табл. IV, фиг. 19).

Размеры органических остатков и их обломков меняются в пределах от 0,07 до 0,5 мм и более.

Цемент состоит из зерен кальцита, иногда микрозернистого, иногда перекристаллизованного, разнозернистого. Изредка наблюдаются единичные включения ромбоэдров доломита.

Иногда цемент полностью или частично выщелочен и между органическими остатками или в цементе имеются поры. По форме поры бывают разнообразные: неправильно ветвящиеся, лапчатые, округло-овальные, ромбические. Поры распределяются беспорядочно или связаны с участками, обогащенными органическими остатками.

Внутри фузулиниды большей частью полые, иногда заполнены тонкозернистым кальцитом. Окремнение встречается редко и обычно приурочено

к остаткам криноидей. Иногда кварц выделяется в пустотах. Часто встречаются сгустковые выделения микрозернистого кальцита.

Фузулиновые известняки

Фузулиновые известняки встречаются редко и преимущественно в верхней части разреза, в горизонтах C_3^{1c} и C_3^{1d}, образуя обычно тонкие прослои мощностью 0,20—0,30 м и изредка — до 3 м.

В нижней части разреза Девьей горы фузулиновые известняки выходят в виде массивных пластов общей мощностью 2,35 м.

Фузулиновые известняки состоят из раковинок фузулинид, которые довольно плотно прилегают друг к другу, причем промежутки между ними полые или заполнены известковым материалом. Кроме фузулинид, в них встречаются остатки разнообразных организмов: мелкие фораминиферы, водоросли, криноидеи, обломки мшанок, кораллов, створок брахиопод и др. На отдельных участках в пределах фузулинового слоя наблюдаются линзообразные и неправильной формы включения микрозернистого (афанитового или пелитоморфного) или тонкозернистого, перекристаллизованного известняка, а также скопления представителей тех или других организмов, которые могут заметно преобладать над фузулинидами на этих участках. Такая картина наблюдается у подножья горы Девьей, где наряду с фузулинидами в известняках встречаются пластинки и иглы ежей, криноидеи, кораллы, иглы и створки брахиопод, мшанки, гастроподы, а в верхней части фузулинового известняка имеются линзы и неправильной, пятнисто-округлой формы выделения микрозернистого (афанитового) известняка с фузулинидами или пустотами от них.

Большое распространение имеют также фузулиновые известняки, содержащие в значительном количестве остатки водорослей. Окраска этих известняков колеблется между белой и светлосерой, наблюдаются бурые битуминозные пятна, ржавые железистые вкрапления и прослойки.

Ячейки фузулинид, так же как и промежутки между ними, бывают полыми, и тогда порода приобретает губчатое строение.

Но, наряду с пористыми разностями, встречаются плотные фузулиновые известняки, в которых не только промежутки между раковинами, но и ячейки фузулинид заполнены карбонатом кальция. В этих известняках на свежем расколе фузулиниды едва заметны, тогда как на выветрелой поверхности они выступают довольно отчетливо.

Окраска фузулиновых известняков серая, излом шероховатый или раковистый, иногда занозистый, с матовой поверхностью. В известняках встречаются тонкие прожилки и вкрапления крупнокристаллического кальцита.

При изучении микроскопических препаратов (табл. III, фиг. 18) можно было видеть, что промежутки между раковинками (а у плотных разностей и сами ячейки фузулинид) выполнены микрозернистым или разнозернистым кальцитом. Размеры зерен кальцита варьируют от 0,01 до 0,05 мм; единичные зерна достигают 0,1 мм. Часто встречаются сгустковые выделения микрозернистого карбоната кальция, имеющие более темную окраску. Окварцевание наблюдается редко.

Водорослевые известняки

Водорослевые известняки встречаются очень редко. Они образуют единичные прослои, преимущественно в основании горизонта C_3^{1c}. Мощность их прослоев изменяется от 0,4 до 1,4 м. Они плотные, микрозернистые, пелитоморфные и землистые, переполненные полыми или выполненными белым известняковым материалом червеобразно-изогнутыми

карбонатными трубочками, оставшимися от выщелоченных остатков водорослей. Излом известняков неровный, шершавый, с мажущей мучнистой поверхностью. В них встречаются единичные фузулиниды, криноидеи и отпечатки брахиопод.

При микроскопическом изучении препаратов плотных известняков видно, что в микрозернистой массе имеются округлые и овально-вытянутые поры. У землистых разностей большое развитие получают более крупные зерна кальцита, размером от 0,05 до 0,1 мм; помимо пор, представляющих собою сечение трубочек водорослей, наблюдаются мелкие поры неправильной формы величиной 0,01×0,09 мм (табл. IV, фиг. 21).

Встречаются зерна кварца и сгустковые образования, сложенные зернами кальцита меньше 0,01 мм и выделяющиеся своей более темной окраской.

Сгустковые известняки

Сгустковые известняки встречаются в непосредственной близости от органогенных известняков и переходят в них. Мощность их слоев не превышает 2 м.

Обычно это скрытокристаллические, афанитоподобные и пелитоморфные породы, иногда с включениями единичных остатков фузулинид, мелких фораминифер, криноидей, брахиопод, обломков кораллов, мшанок и др.

По внешнему облику они напоминают органогенные известняки. Среди сгустковых известняков встречаются непрочные разности, распадающиеся на куски от легкого удара. Излом их неровный, поверхность излома бугристая, чешуйчатая, иногда блестящая, у мягких разностей землистая, часто мучнистая. Окраска известняков серая, светлосерая, желтоватая и темносерая.

Сгустковые известняки обычно пористы; поры иногда заполнены кальцитом. Местами сгустковые известняки становятся пемзообразными и ноздреватыми. Встречаются прослойки с пустотами от водорослей и ожелезненные участки. Окремнение выражено слабо. На отдельных участках в районе Яблонова оврага в них встречаются битуминозные бурые пятна и прослойки.

При микроскопическом изучении сгустковых известняков видно, что они слагаются большим или меньшим количеством сгустков (табл. IV, фиг. 22) округлой или неправильной формы, иногда с нечеткими очертаниями. Сгустки сложены обычно микрозернистым $CaCO_3$ и имеют размеры в пределах 0,07—0,17 мм. Цементом их является микрозернистый или тонкозернистый кальцит, причем размер зерен цемента больше, чем в самих сгустках.

Иногда в сгустках можно уловить контуры фораминифер или других организмов. Некоторые из этих контуров, согласно представлениям М. С. Швецова, повидимому, образовались путем грануляции органических остатков.

Между сгустковыми и другими органогенными известняками существуют постепенные переходы. Можно различать: собственно сгустковые, сгустково-фораминиферовые и сгустково-криноидные известняки. Все они сильно пористы. Размеры пор колеблются в пределах 0,03—0,6 мм, форма их бывает различной: неправильной, лапчатой, округлой, овальной и т. д.

2. Слабо доломитизированные известняки

В слабо доломитизированных известняках содержание кальцита колеблется от 79,98 до 94,6%, а доломита от 5,16 до 19,18%. Содер-

жание минерального нерастворимого остатка обычно не превышает 6% (табл. 3).

Таблица 3

Химические анализы слабо доломитизированных известняков (в %)

Структура	М. н. о	Доломит	Кальцит
Микрозернистая	0,40	5,90	93,70
»	0,63	7,37	92,00
»	0,49	7,02	92,49
Органогенно-обломочная	0,33	6,28	93,39
»	0,38	11,44	88,18
Фузулиновая	0,09	10,32	89,59
»	1,61	17,81	80,58
Сгустковая	0,03	6,28	93,69
Диспергентная	0,84	13,27	85,89
»	3,01	9,60	87,39
»	0,06	7,74	92,20
»	0,49	15,13	84,38

Так же, как и чистые известняки, они распространены, главным образом, в районе Яблонова оврага и Девьей горы, а на Могутовой горе встречаются редко.

Микрозернистые слабо доломитизированные известняки по залеганию, внешним признакам и структуре мало чем отличаются от микрозернистых чистых известняков. Различные органогенные структуры (обломочная, фузулиновая, водорослевая и сгустковая (табл. IV, фиг. 23) встречаются редко. Как и микрозернистые, они весьма сходны с соответствующими органогенными чистыми известняками.

Разнозернистая диспергентная структура была встречена в слабо доломитизированных известняках в очень небольшом количестве, главным образом в породах, близких по химическому составу к доломитизированным известнякам.

3. Доломитизированные известняки

Доломитизированные известняки содержат кальцита 43,55—79,18%, доломита 20,29—49,80% (табл. 4).

Таблица 4

Химические анализы доломитизированных известняков Могутовой горы (в %)

Структура	М. н. о.	Доломит	Кальцит
Диспергентная	1,75	29,88	68,37
»	1,05	43,89	55,06
»	0,20	25,84	73,96
»	0,77	25,47	73,76
Синдетическая	1,00	46,85	52,15
Органогенно-обломочная	0,97	34,67	64,36

В разрезах Яблонова оврага и Могутовой горы среди доломитизированных известняков преобладающее развитие имеют породы с разнозернистой структурой. В них можно отметить следующие структурные разности: 1) разнозернистую диспергентную и синдетическую, 2) органогенно-обломочную, 3) фузулиновую, 4) водорослевую и 5) сгустковую.

Разнозернистые диспергентные доломитизированные известняки

Эти известняки развиты как в Яблоновом овраге, так и на Могутовой горе в различных стратиграфических горизонтах. Они залегают отдельными линзами или пятнами среди доломитов и известняков, а местами в них включены линзовидные прослои органогенных и пелитоморфных известняков. Мощность слоев диспергентных доломитизированных известняков колеблется от 0,30 до 5,0 м.

Внешне эти породы различной прочности и разного цвета; местами наблюдается перекристаллизация, имеются пустоты и каверны. Отличие от слабо доломитизированных диспергентных известняков состоит лишь в том, что среди них чаще встречаются породы разрушенные, кавернозные, мучнистые, пористые. Иногда они имеют песчаниковидный или сахаровидный облик. Отмечены единичные случаи находок кораллов, криноидей, брахиопод.

Под микроскопом видно, что изучаемые породы состоят из массы кальцитовых зерен размером 0,01—0,1 мм, где разбросаны зерна доломита (табл. III, фиг. 13) размером 0,05—0,25 мм, ромбической или неправильной формы, или их агрегаты. Ромбоэдры доломита бывают как чистыми, так и с включениями кальцита. Местами эти включения занимают всю внутреннюю часть ромбоэдра доломита, причем последний выражен только тонким наружным чистым ободком. Повидимому, это объясняется образованием доломита вокруг агрегатов микрозернистого кальцита. Местами в известняках Могутовой горы такие же ободки зигзагообразной линией окаймляют внутренние стенки пор (табл. III, фиг. 15). На Могутовой горе отмечены случаи, когда кальцит и доломит располагаются внутри ромбоэдра чередующимися зонами. Это — явления вторичного характера (табл. III, фиг. 14).

В некоторых образцах ромбоэдры доломита настолько изъедены выщелачиванием, что превращаются в почти бесформенные зерна. Местами отложения вторичного доломита заполняют поры; в других случаях поры заполнены вторичным кальцитом.

Количественные соотношения зерен доломита и кальцита меняются иногда в пределах даже одного шлифа, а структура переходит из диспергентной в синдетическую — в доломитовой массе разбросаны различной величины кристаллы и агрегаты кальцита.

Окремнение было встречено в нескольких шлифах в виде редких агрегатов из мелких зерен кварца и халцедона, расположенных по порам и в центральных канальцах игол брахиопод.

В известняках Яблонова оврага встречаются единичные неправильные зерна глауконита размером 0,04 мм.

Органогенно-обломочные доломитизированные известняки

Органогенные доломитизированные известняки встречаются редко: чаще в районе Яблонова оврага и реже на Могутовой горе. Они образуют единичные линзовидные прослои, преимущественно среди разнозернистых доломитизированных известняков неопределенного генезиса. Мощность прослоев их колеблется от 0,20 до 1 м и изредка достигает 2 м. Внешне эти известняки ничем не отличаются от органогенных известняков, но органические остатки и цемент в них несколько более перекристаллизованы; некоторые разности бывают непрочными и распадаются на куски от легкого удара, или же содержат доломитовую муку.

Под микроскопом выявляются значительные отличия от описанных ранее органогенных известняков (табл. IV, фиг. 20), состоящие прежде всего в том, что здесь ясно выступает биминеральный состав, хорошо

заметный при прокрашивании шлифов. Основа породы состоит из более или менее крупных, иногда неясных обломков скелетных частей и раковинок кораллов, фузулин, криноидей, брахиопод. В известняках Могутовой горы органические остатки частично перекристаллизованы и отличаются плохой сохранностью.

Цементом является тонкозернистый или микрозернистый доломит, иногда с единичными зернами кальцита (< 0,01 мм). Местами, например на Могутовой горе, это микрозернистый доломит, инкрустирующий стенки хорошо сохранившихся остатков фауны. Преобладающей формой зерен доломита является ромбоэдрическая. В органогенно-детритусовых доломитизированных известняках Яблонова оврага наблюдается развитие ромбоэдров доломита по органическим остаткам, окремнение члеников криноидей и выделение зерен кварца в порах и в крупных зернах кальцита в цементе породы.

Фузулиновые доломитизированные известняки

Фузулиновые доломитизированные известняки были встречены в районе Яблонова оврага. Они встречаются так же редко, как и фузулиновые слабо доломитизированные известняки, и образуют единичные линзовидные прослои среди разнозернистых доломитизированных известняков. Мощность прослоев меняется в пределах от 0,20 до 0,50 м; был встречен один прослой мощностью в 1 м.

Внешне эти известняки похожи на фузулиновые, но наряду с фузулинидами и другими органическими остатками в них часто встречаются пустоты от выщелоченных фузулинид. Цемент их доломитовый. Размеры зерен доломита колеблются в пределах от 0,01 до 0,04 мм. Ромбоэдры доломита часто развиваются и по органическим остаткам.

Водорослевые доломитизированные известняки

Водорослевые доломитизированные известняки были встречены в районе Яблонова оврага вблизи границы горизонтов C_3^{1b} и C_3^{1c} и в средней части горизонта C_3^{1c} в виде трех линзовидных прослоев, мощностью 0,4, 1,0 и 1,4 м. Они обычно залегают среди органогенно-обломочных или фузулиновых известняков или вблизи от них.

Внешне известняки похожи на водорослевые, но трубочки от водорослей большей частью бывают пустотелыми.

Под микроскопом породы заметно отличаются от описанных выше водорослевых известняков увеличенным количеством зерен доломита в цементе.

Сгустковые доломитизированные известняки

Сгустковые доломитизированные известняки были встречены в разрезе Могутовой горы и в районе Яблонова оврага в виде единичных линзовидных прослоев мощностью в 0,20 и 0,40 м. В районе Яблонова оврага они располагаются в средней части горизонта C_3^{1c}.

Внешне они похожи на сгустковые известняки. Это афанитоподобные и скрытокристаллические плотные породы с единичными фузулинидами, пустотами от них и члениками криноидей.

Под микроскопом они сильно отличаются от сгустковых слабо доломитизированных известняков, представляя собой микрозернистую и тонкозернистую массу зерен доломита, среди которой располагаются в большом количестве сгустки микрозернистого кальцита и в меньшем — зерна кальцита.

Размеры сгустков 0,05—0,06 мм, размеры зерен кальцита и доломита $<$ 0,01 мм и до 0,04 мм. Для доломита характерно преобладание ромбоэдрической формы зерен. В сгустках доломитизированных известняков из Яблонова оврага наблюдаются реликты раковин фузулинид и мелких фораминифер.

4. Доломиты известковистые

Известковистые доломиты содержат от 20,3 до 50% кальцита, от 50 до 79% доломита и не свыше 6% минерального нерастворимого остатка (табл. 5). Они довольно широко распространены в Яблоновом овраге и в меньшем количестве — на Могутовой горе (рис. 1—5).

Таблица 5

Химические анализы известковистых доломитов Могутовой горы (в %)

Структура	М. н. о.	Доломит	Кальцит
Синдетическая	3,71	64,56	31,73
»	2,59	51,26	46,15
»	0,60	78,20	21,20
»	0,71	59,75	39,54
»	2,35	69,72	27,93
»	4,31	69,15	26,54
»	0,67	66,39	32,94
»	3,06	52,20	44,74
»	1,91	71,56	26,53
»	2,15	74,33	23,52
Диспергентная	0,73	55,43	43,84
»	2,93	62,33	34,74
»	1,47	66,39	32,14
»	2,53	68,23	29,24
»	0,65	49,80	49,55
»	1,01	53,84	45,15
»	1,21	58,65	40,14
»	1,91	50,54	47,55
»	0,28	54,78	44,94

Среди них можно отметить следующие структуры: 1) разнозернистую (синдетическую) и 2) органогенную (фузулиновую, водорослевую).

Органогенные породы среди известковистых доломитов играют небольшую роль.

Доломиты известковистые с разнозернистой структурой

Разнозернистые известковистые доломиты развиты как в Яблоновом овраге, так и на Могутовой горе, в виде пятен, линз, прослоев и слоев различной мощности (0,20—9,0 м), главным образом среди доломитов, реже среди известняков.

Эти доломиты по внешнему облику перекристаллизованные, местами песчаниковидные или сахаровидные, нередко скрытокристаллические или афанитоподобные, похожие на диспергентные доломитизированные известняки, в которые они нередко непосредственно переходят.

Известковистые разнозернистые доломиты бывают как крепкими, плотными (или, чаще, тонкопористыми), так и ноздреватыми, с крупными и мелкими кавернами, притом на отдельных участках настолько непрочными, что легко разламываются руками.

Кальцит часто образует корочки, вкрапления, жеоды и прожилки; иногда встречаются единичные членики криноидей, раковины фузулинид, ядра гастропод и брахиопод. Встречаются пустоты от растворенных водорослей и фузулинид. Среди известковистых разнозернистых доломитов наблюдаются линзовидные прослойки афанитовых известняков.

Под микроскопом известковистые доломиты с разнозернистой структурой представляют собой более или менее пористую массу зерен доломита (чаще размером 0,02—0,27 мм), в которой отдельные обособленные участки заняты кальцитом, т. е. обладают синдетической структурой; однако на отдельных участках шлифов наблюдаются переходы к диспергентной структуре.

К синдетической структуре можно отнести и такие доломиты, в порах которых отложились более крупные кристаллы кальцита, часто неправильной формы, иногда с двойниками.

Местами отмечаются ромбоэдры доломита вокруг микрозернистых, сгусткообразных агрегатов кальцита, а также каемки вторичного доломита; обычно размеры зерен доломита и кальцита различны. В известковистых доломитах с разнозернистой синдетической структурой встречаются, главным образом в Яблоновом овраге, единичные органические остатки — мшанки, брахиоподы, кораллы, фузулиниды, криноидеи.

Местами наблюдается окремнение по порам, либо путем полного или частичного замещения зерен кальцита.

Органогенные известковистые доломиты

Органогенные структуры среди известковистых доломитов встречаются лишь в небольшом количестве, главным образом в Яблоновом овраге. Эти породы очень сходны с соответствующими доломитизированными известняками, отличаясь от них, в основном, тем, что вместо органических остатков здесь преобладают их ядра, отпечатки, пустоты.

5. Доломиты слабо известковистые и нормальные

Доломиты слабо известковистые содержат 76—95% доломита и 5—18,5% кальцита, доломиты нормальные — 95—98% доломита и 0,51—4,10% кальцита (табл. 6 и 7).

Слабо известковистые доломиты распространены в Яблоновом овраге и на Могутовой горе, нормальные же доломиты почти исключительно на Могутовой горе, где на их долю приходится большая часть пород.

Так как породы обеих групп близки друг к другу, мы опишем их вместе. По структуре среди них различают: 1) микрозернистые, 2) тонкозернистые, 3) мелкозернистые, 4) разнозернистые, 5) органогенные и 6) глинистые (с м. н. о. больше 6%).

Микрозернистые доломиты

Микрозернистые доломиты залегают прослойками или линзами среди других доломитов. По внешнему виду они отличаются от микрозернистых известняков более заметной зернистостью и, подобно слабо известковистым микрозернистым доломитам, делятся на две разности или два подтипа. Породы первого подтипа представлены светлосерыми, иногда почти белыми и лишь изредка буровато-серыми пористыми доломитами, нередко с таким количеством крупных пор, что они кажутся почти губчатыми. В большинстве случаев эти доломиты землистые, иногда марающие. Нередко наблюдаются более крупные пустоты, местами можно отметить неясные остатки фауны. В одном случае были встречены отчетливые

Таблица 6

Химические анализы слабо известковистых доломитов Могутовой горы (в %)

Структура	М. н. о.	Доломит	Кальцит
Микрозернистая	1,48	92,22	6,30
»	1,12	92,57	6,31
»	2,81	91,48	5,71
»	2,48	92,22	5,30
»	3,63	82,25	14,12
Тонкозернистая	3,84	85,94	10,22
»	1,87	87,41	10,72
»	3,00	86,69	10,31
»	1,04	91,85	7,11
»	1,18	91,10	7,72
»	2,49	85,40	12,11
»	3,85	84,83	11,32
»	2,27	87,41	10,32
Мелкозернистая	2,33	88,15	9,52
»	1,99	88,89	9,12
»	2,54	80,04	17,42
»	3,87	80,41	15,72
»	2,28	92,22	5,50
»	0,61	93,69	5,70
»	1,14	88,35	10,51
Разнозернистая	1,69	89,99	8,32
»	0,56	90,93	8,51
»	3,83	82,25	13,92
»	2,68	92,22	5,10

Таблица 7

Химические анализы нормальных доломитов Могутовой горы (в %)

Структура	М. н. о	Доломит	Кальцит
Микрозернистая	1,43	96,26	2,31
»	2,23	96,26	1,51
»	1,37	95,52	3,11
»	1,63	96,26	2,11
Тонкозернистая	2,47	95,52	2,01
»	2,14	95,15	2,71
»	0,96	97,73	1,31
»	1,63	96,26	2,11
»	2,03	96,26	1,71
»	1,86	96,64	1,50
»	3,40	95,89	0,71
Мелкозернистая	2,60	95,89	1,51
»	3,23	96,26	0,51
»	0,92	97,38	1,70
»	2,06	96,64	1,30
»	2,20	95,89	1,91
Разнозернистая	2,09	97,01	0,90
»	1,43	96,26	2,31
»	1,83	96,26	1,91
Органогенная	1,76	96,64	1,60
»	1,37	95,52	3,11
»	1,44	96,46	2,10
»	1,03	96,26	2,71

трубочки водорослей. Излом обычно шероховатый или занозистый, иногда порода раскалывается на остроугольные осколки. Отмечены единичные случаи окремнения (табл. I, фиг. 5).

Под микроскопом порода представлена массой зерен доломита размером менее 0,01 мм, иногда менее 0,005 мм. Более крупные зерна доломита редки. Поры встречаются местами в малом, местами в большом количестве (табл. I, фиг. 3). Местами имеются неясные остатки организмов, иногда встречаются трубочки водорослей.

Доломиты второго подтипа встречаются реже и представлены менее пористыми разностями, с занозистым или шероховатым изломом, серого и светлосерого цвета. Встречаются пустоты от фузулинид. Микроскопически второй подтип микрозернистого доломита (табл. I, фиг. 4) является как бы переходным к разнозернистым: в нем довольно много мелких кристаллов, но не настолько много, чтобы безоговорочно отнести их в группу разнозернистых. Пор в них меньше и они разнообразнее по форме и по величине, в них чаще встречаются неясные остатки фауны. Окремнения в них не наблюдалось.

Тонкозернистые доломиты

Тонкозернистые доломиты наиболее распространены среди доломитов Могутовой горы. Залегают они нередко довольно мощными (до 4—5 м) пластами, прослоями и неправильными телами, переслаиваясь с мелкозернистыми и разнозернистыми доломитами, реже с другими типами пород.

По внешнему виду они очень сходны с тонкозернистыми, слабо известковистыми доломитами. Это серые и светлосерые, или почти белые породы, пористые, реже плотные, почти сливные, перекристаллизованные, иногда песчаниковидные или сахаровидные. Пористость местами настолько велика, что порода имеет почти губчатый вид. Бывают кавернозными, нередко встречаются небольшие каверны по фауне.

Некоторые образцы представлены землистыми или мучнистыми разностями. Излом у пористых тонкозернистых доломитов шероховатый, у плотных занозистый. Последний отмечается и у крупнопористых или кавернозных доломитов. Местами наблюдается оскольчатый излом. В одном из образцов отмечен оригинальный случай окремнения на нижней стороне большой открытой трещины: как бы натеки в виде перегородок сотового или ячеистого характера.

Под микроскопом эти доломиты состоят из зерен доломита размером от 0,009 до 0,12 мм, причем обычно размер зерен в одном образце колеблется в более узких пределах, например от 0,01 до 0,05 мм, или от 0,04 до 0,11 мм и т. д. (табл. II, фиг. 7 и 8). В некоторых образцах поры почти отсутствуют, но в большинстве случаев породы в большей или меньшей мере пористые. Сечения пор имеют различную форму — от ветвистых до почти округлых, и различные размеры — от очень мелких до 0,5 мм. В «отрицательно фузулиновых» разностях пустоты обычно сохраняют форму выщелоченных фузулинид (табл. III, фиг. 16).

Зерна доломита имеют различную форму — чаще всего неопределенную, угловатую, и непосредственно прилегают друг к другу (мостовидная структура); иногда контуры зерен плохо различимы даже в скрещенных николях. Реже встречаются разности, где часть доломита представлена хорошо образованными ромбоэдрами.

Местами отмечаются как агрегаты, так и единичные зерна кварца и реже сферолиты халцедона. Кварц имеет различный вид — от агрегатов очень мелких зерен, расположенных главным образом по пустотам, до довольно больших, угловатых, размером до 0,3 мм. Иногда единичные зерна кварца располагаются в виде включений в плотной массе зерен доломита. Иногда кремнистая масса состоит из зерен кварца и сфероли-

тов халцедона (размером от 0,1 до 0,25 мм), которые вытесняют карбонат (табл. I, фиг. 6), сохранившийся среди кремнезема в виде реликтовых агрегатов. В других случаях кремнезем, повидимому, замещает зерна доломита или выполняет поры.

Мелкозернистые доломиты

Мелкозернистые слабо известковистые доломиты залегают пластами и прослойками среди тонкозернистых разностей слабо известковистых и нормальных доломитов.

По внешнему виду мелкозернистые доломиты, нормальные и известковистые, представлены перекристаллизованными, главным образом сахаровидными разностями, реже сливными, плотными, с занозистым изломом, участками пористыми с шероховатым изломом. Цвет их от серого до светлосерого и почти белого, реже буровато-серый. Местами в них отмечены отпечатки или ядра кораллов, брахиопод и криноидей и пустоты, повидимому по организмам. Иногда мелких пустот от фузулинид так много, что порода превращается в «отрицательно фузулиновую», которую уже следует относить к группе органогенных. В отличие от чистых доломитов, в слабо известковистых доломитах по пустотам и трещинам встречаются крупные кристаллы кальцита; в одном случае отмечены натеки кальцита. Местами пористость перекристаллизованной породы настолько велика, что она приобретает губчатое строение. Отмечены случаи присутствия доломитовой муки.

Под микроскопом мелкозернистые доломиты представляют собой более или менее пористую массу мостовидно расположенных зерен доломита размером 0,08—0,26 мм. Участки без пор встречаются крайне редко. Сечения пор имеют различную форму и величину — приблизительно от 0,07 до 0,30 мм. Местами отмечаются крупные пустоты от раковин фузулинид и, возможно, от других органических остатков. Зерна доломита обычно неправильной угловатой формы (табл. II, фиг. 10). Отмечены случаи, когда контуры зерен плохо различимы даже в скрещенных николях.

Окремнение встречается лишь в редких случаях в виде агрегатов мелких зерен кварца и сферолитов халцедона в порах и в самой массе доломита.

Разнозернистые доломиты

Разнозернистые доломиты залегают прослоями среди различных известковистых и чистых доломитов и почти тождественны со слабо известковистыми разнозернистыми доломитами как по внешнему виду, так и под микроскопом.

Макроскопически они представлены сходными с вышеописанными тонкозернистыми, микрозернистыми и мелкозернистыми разностями. Среди них также имеются разности от плотных до губчатых. Микроскопически описываемая группа пород представляет довольно пористую массу доломитовых зерен различной размерности, причем различные по величине зерна в одних случаях перемешаны между собой, в других располагаются более или менее обособленными участками; как правило, в каждом образце встречаются зерна не более двух размерностей. Таким образом, эти породы являются переходными между тонко- и мелкозернистыми или тонко- и микрозернистыми (табл. II, фиг. 12).

Окремнение наблюдалось редко, в виде конкреций или в виде небольших агрегатов кремнезема в порах.

Органогенные доломиты

Залегают органогенные доломиты пластами среди различных пород, часто среди сахаровидных доломитов. Внешне они почти не отличимы от органогенных слабо известковистых доломитов. Многие из последних, повидимому, также были нормальными доломитами, в порах и пустотах которых был отложен вторичный кальцит. Среди органогенных доломитов можно отметить отпечатки и остатки кораллов, криноидей, брахиопод, а также трубочек водорослей. Нередко встречаются «отрицательно фузулиновые» разности (табл. II, фиг. 9 и табл. III, фиг. 17), которые отличаются от таковых же слабо известковистых лишь отсутствием заметных количеств вторичного кальцита.

Под микроскопом органогенные доломиты представляют собой перекристаллизованную массу зерен, как цемента, так и самих остатков организмов. Обычно органические остатки представлены детритусом разных донных животных, реже остатками водорослей и сгустками (табл. IV, фиг. 24). Как и у слабо известковистых доломитов, перекристаллизация зашла настолько далеко, что границы органогенных остатков почти стерты, и нередко трудно различить, какому организму они принадлежат. Внутренние полости организмов также нередко заполнены карбонатом. Благодаря очень характерной форме, остатки фузулинид, а также сгустков даже при сильной перекристаллизации легче различимы, чем остатки других организмов.

Доломиты глинистые

Группа пород с повышенным содержанием м. н. о. в большинстве случаев относится к нормальным или слабо известковистым доломитам. По внешнему виду это зеленовато-серые, обычно скрытокристаллические доломиты. М. н. о. под микроскопом плохо различим, видимо потому, что он тонко рассеян и содержится в очень небольшом количестве — обычно не более 11—14%, а чаще всего 6—8%. Некоторые прослои таких доломитов, например «нижний мергелевидный», содержат небольшие железистые конкреции, другие — редкие остатки брахиопод и пустоты от фузулинид, являясь «отрицательно фузулиновыми».

Залегают глинистые доломиты обычно в виде пластов или очень вытянутых линз, мощностью от нескольких десятков сантиметров до метра и более. Встречаются и совсем тонкие прослойки. Часть из них быстро выклинивается, а некоторые выдержаны на значительном расстоянии и использованы нами как маркирующие горизонты.

Структура глинистых доломитов тонко- и мелкозернистая, значительно реже — разнозернистая.

Из всего сказанного видно, что по мере доломитизации известняков, действительно, меняются их микроструктуры и одновременно происходит изменение их внешнего облика.

III. Распространение доломитовых пород в районах Яблонова оврага и Могутовой горы

Районы Яблонова оврага и Могутовой горы резко отличаются степенью доломитизации развитых в них пород.

В районе Яблонова оврага наибольшее развитие имеют известняки, составляющие до 46,5% всех карбонатных пород разреза, наименьшее развитие получили доломиты (около 1%). Остальные типы пород распределены примерно в одинаковых соотношениях, колеблясь в пределах 10—14% общей мощности разреза (рис. 1 и 2).

Между чистыми известняками и в различной степени доломитизированными породами наблюдаются то резкие, то постепенные переходы. Прослеживая распространение доломитизации в районе Яблонова оврага, можно выделить четыре более или менее доломитизированные пачки слоев:

Первая пачка (мощн. 13—16 м) приурочена к низам горизонта C_3^{1d} и сложена известковистыми и слабо известковистыми доломитами с отдельными маломощными линзами известняков.

Вторая пачка (мощн. 13—20 м) расположена в средней части горизонта C_3^{1c} и представлена породами от слабо доломитизированных известняков до доломитов. Встречаются редкие мелкие линзы чистых известняков.

Третья пачка (мощн. 11—16 м) приурочена к верхам горизонта C_3^{1b} и сложена преимущественно известковистыми и слабо известковистыми доломитами. К западу и востоку доломитизация пород этой пачки несколько возрастает.

Четвертая пачка (вскрыта не полностью) расположена в низах горизонта C_3^{1b} и сложена часто переслаивающимися известковистыми и слабо известковистыми доломитами, среди которых встречаются отдельные линзы известняков.

Описанные пачки доломитизированных пород чередуются в разрезе с пачками, сложенными преимущественно известняками чистыми и слабо доломитизированными. Иногда встречаются мелкие линзы и более доломитизированных пород. Мощность этих пачек колеблется от 12 до 22 м.

Таким образом, в районе Яблонова оврага различной степени доломитизированные породы залегают в виде линз различной мощности — от нескольких сантиметров до нескольких метров, и протяженностью от нескольких десятков сантиметров до километра. Наблюдая частую смену одних пород другими, можно считать и отдельные пачки сложно построенными линзами.

В отличие от Яблонова оврага, на Могутовой горе преобладают доломиты (рис. 3, 4) преимущественно чистые, реже известковистые. По характеру залегания эти доломиты представляют собой (как видно из помещенной в настоящем сборнике статьи Н. М. Страхова) сложную макролинзу доломитов, в которой встречаются отдельные линзообразные, сложно построенные пачки менее доломитизированных пород и известняков, переслаивающихся с доломитами. Таких пачек или линз известковистых пород можно наметить по крайней мере шесть.

Первая такая известковистая пачка встречена в западной и южной части Могутовой горы в низах C_3^{1d} и верхах C_3^{1c} и сложена переслаивающимися, в различной степени доломитизированными известняками с известковистыми и чистыми доломитами. К юго-востоку эта пачка полностью замещается доломитами.

Аналогичная ей вторая пачка известковистых пород появляется в тех же горизонтах в северо-восточной части горы.

Третья известковистая пачка наблюдается в северо-западной части Могутовой горы в средней части C_3^{1c} и сложена чистыми известняками, окруженными мелкими линзами в различной степени доломитизированных пород. Аналогичная ей четвертая пачка обнаруживается в северо-восточной части Могутовой горы в том же горизонте в виде линз чистого известняка и более мелких линз пород с различной степенью доломитизации. Ниже расположены пятая и шестая пачки известняков (в сопровождении более или менее доломитизированных пород), вскрытые скважинами в северо-западной части Могутовой горы. Их распространение на остальной части Могутовой горы не прослежено.

Указанные известковистые пачки имеют непостоянную мощность и достигают местами 10—20 м.

К северо-западу от Могутовой горы доломитизация пород уменьшается, появляются прослои чистых известняков и разрез приобретает некоторые черты сходства с разрезом Яблонова оврага.

При просмотре отдельных колонок разрезов и профилей Могутовой горы видно, что наибольшей доломитизации подверглись верхние горизонты; кроме того, доломитизация усиливается к юго-востоку (табл. 8).

Таблица 8

Средний химический состав пород Яблонова оврага и Могутовой горы по горизонтам

Район	Горизонт	Средний состав (в %)		
		доломит	кальцит	м. н. о.
Яблонов овраг	C_3^{1d}	38,59	59,05	2,36
	C_3^{1c}	25,98	72,34	1,68
	C_3^{1b}	38,75	58,71	2,54
Могутова гора	C_3^{1e}	87,71	10,35	1,94
	C_3^{1d}	83,96	14,82	1,22
	C_3^{1c}	77,97	20,37	1,66

Подходя к общей характеристике доломитизации изученных отложений, можно отметить линзообразное расположение пород различного состава и их быструю изменчивость при переходе от одного разреза к другому, что хорошо видно на приложенных профилях. Многие линзы замыкаются и выклиниваются, не продолжаясь далеко, другие протягиваются на более или менее значительное расстояние. При этом необходимо учесть, что профили являются лишь схемой распространения доломитизации. Полевые наблюдения показывают, что действительная картина гораздо сложнее: в одном и том же пласте мы видим, что соседние участки не являются одинаковыми и что на протяжении нескольких метров по простиранию степень доломитизации несколько раз меняется. Здесь наблюдаются и реликтовые микролинзы, и отдельные пятна, и участки известняка внутри доломитизированных пластов, и, наоборот, мелкие линзы и пятна доломитизированных пород среди известняков.

Ту же пеструю картину местами можно отметить и в отдельных штуфах и даже в отдельных шлифах. Особенно хорошо это видно на промежуточных породах — доломитизированных известняках и известковистых доломитах; нередко в одном и том же шлифе мы видим участки с преобладанием либо кальцита (диспергентная структура), либо доломита (синдетическая структура). Иногда граница между такими участками бывает довольно резкой, в других случаях отмечается постепенный переход одной структуры в другую. В отношении распространения структур отмечается такая же пестрота, как и в отношении состава пород (рис. 5).

Характер кальцитизации также бывает различным: в одних образцах кальцит является реликтовым, — это либо остатки организмов среди доломитового цемента, либо участки пелитоморфного кальцита, заключенные внутри ромбоэдров доломита, либо равномерно перекристаллизованная масса карбоната, смеси равноценных по величине и форме зерен кальцита и доломита. В других случаях промежуточные по составу породы

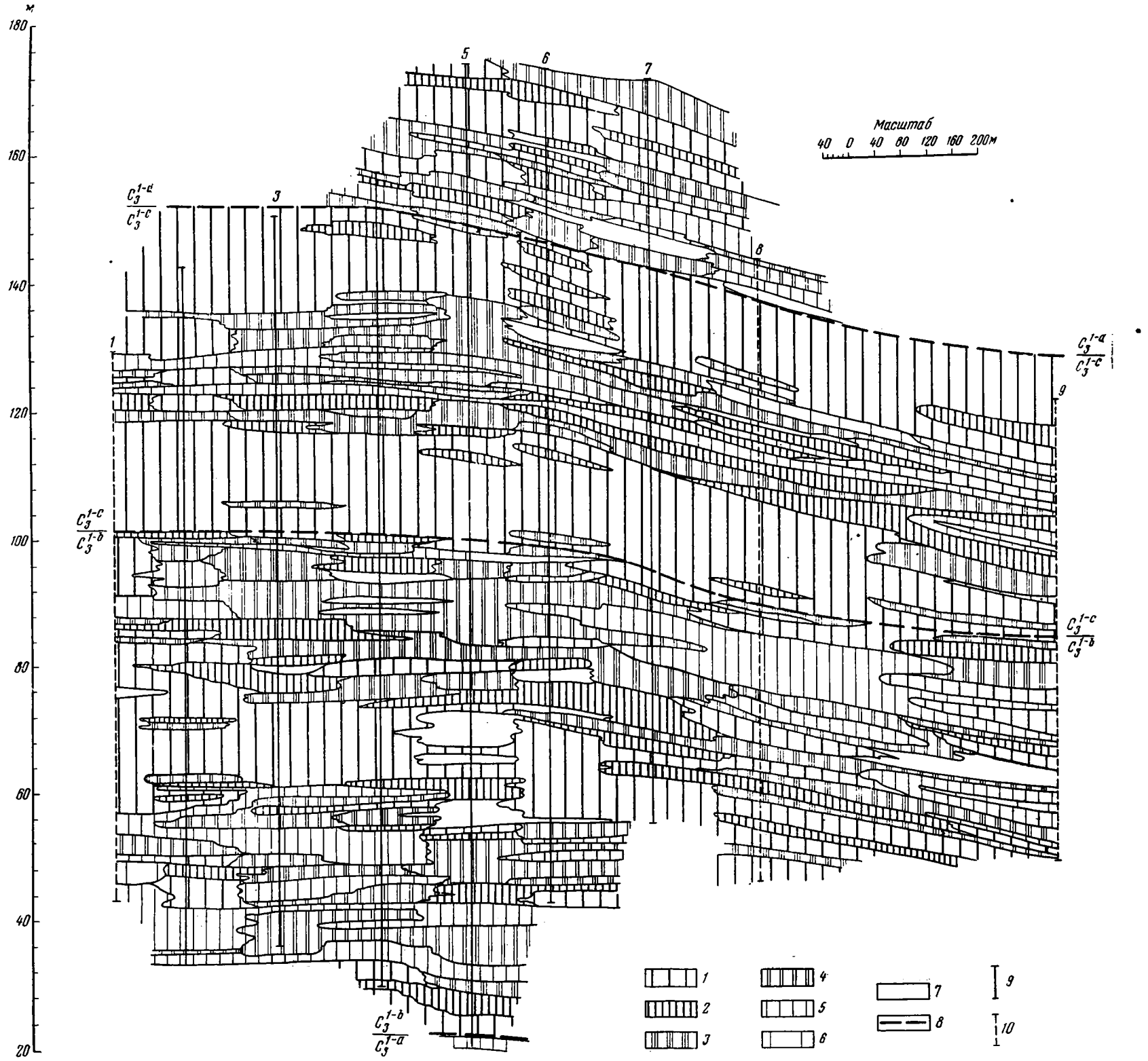


Рис. 1. Распределение доломита вдоль правого склона р. Волги к западу от Яблонова оврага. Литологический профиль.

1 — известняки (доломита < 5 %); *2* — известняки слабо доломитизированные (доломита 5—20 %); *3* — известняки доломитизированные (доломита 20—50 %); *4* — доломиты известковистые (доломита 50—80 %); *5* — доломиты слабо известковистые (доломита 80—95 %); *6* — доломиты (доломита >95 %); *7* — не опробовано; *8* — стратиграфические границы; *9* — скважины; *10* — шурфы.

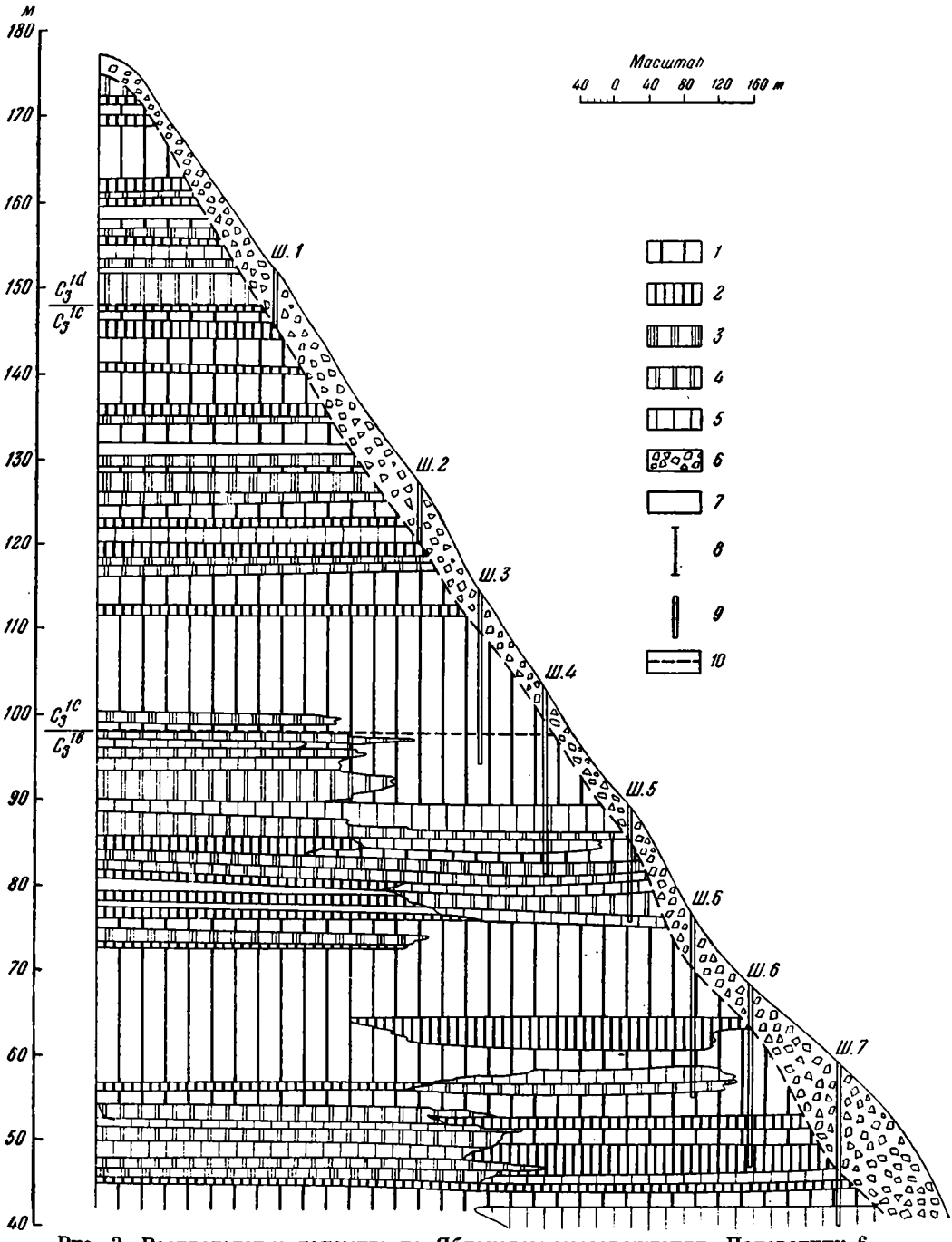


Рис. 2. Распределение доломита на Яблоновом месторождении. Поперечник 6.

1 — известняки (доломита < 5 %); *2* — известняки слабо доломитизированные (доломита 5—20 %); *3* — известняки доломитизированные (доломита 20—50 %); *4* — доломиты известковистые (доломита 50—80 %); *5* — доломиты слабо известковистые (доломита 80—95 %); *6* — элювиально-делювиальные отложения; *7* — не опробовано; *8* — скважины; *9* — шурфы; *10* — стратиграфические границы.

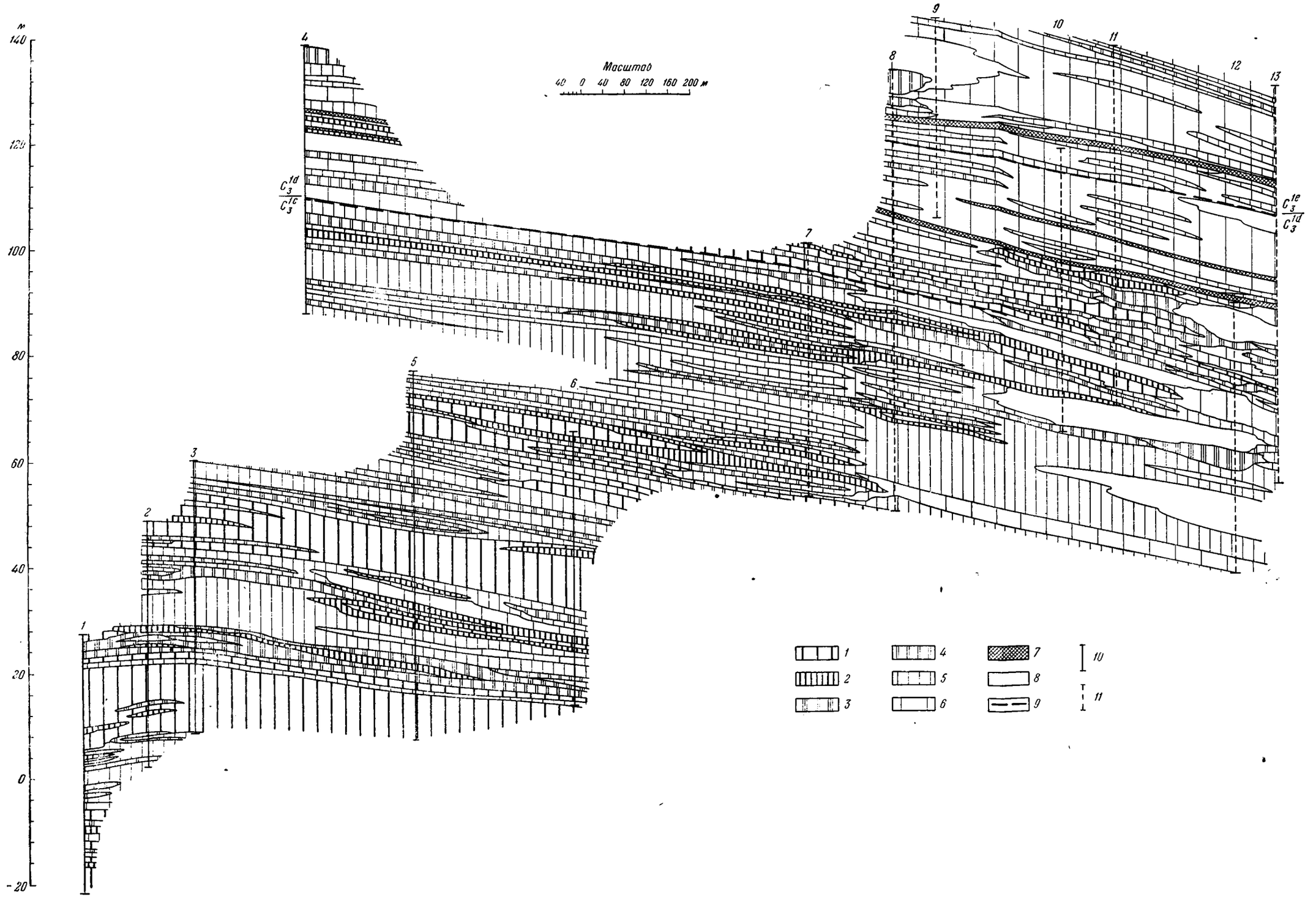


Рис. 3. Распределение доломита по юго-западному склону Могутовой горы. Литологический профиль.

1 — известняки (доломита < 5 %); *2* — известняки слабо доломитизированные (доломита 5—20 %); *3* — известняки доломитизированные (доломита 20—50 %); *4* — доломиты известковистые (доломита 50—80 %); *5* — доломиты слабо известковистые (доломита 80—95 %); *6* — доломиты (доломита > 95 %); *7* — породы с минеральным нерастворимым остатком (>6 %); *8* — не опробовано; *9* — стратиграфические границы; *10* — скважины; *11*— разрезы по шурфам.

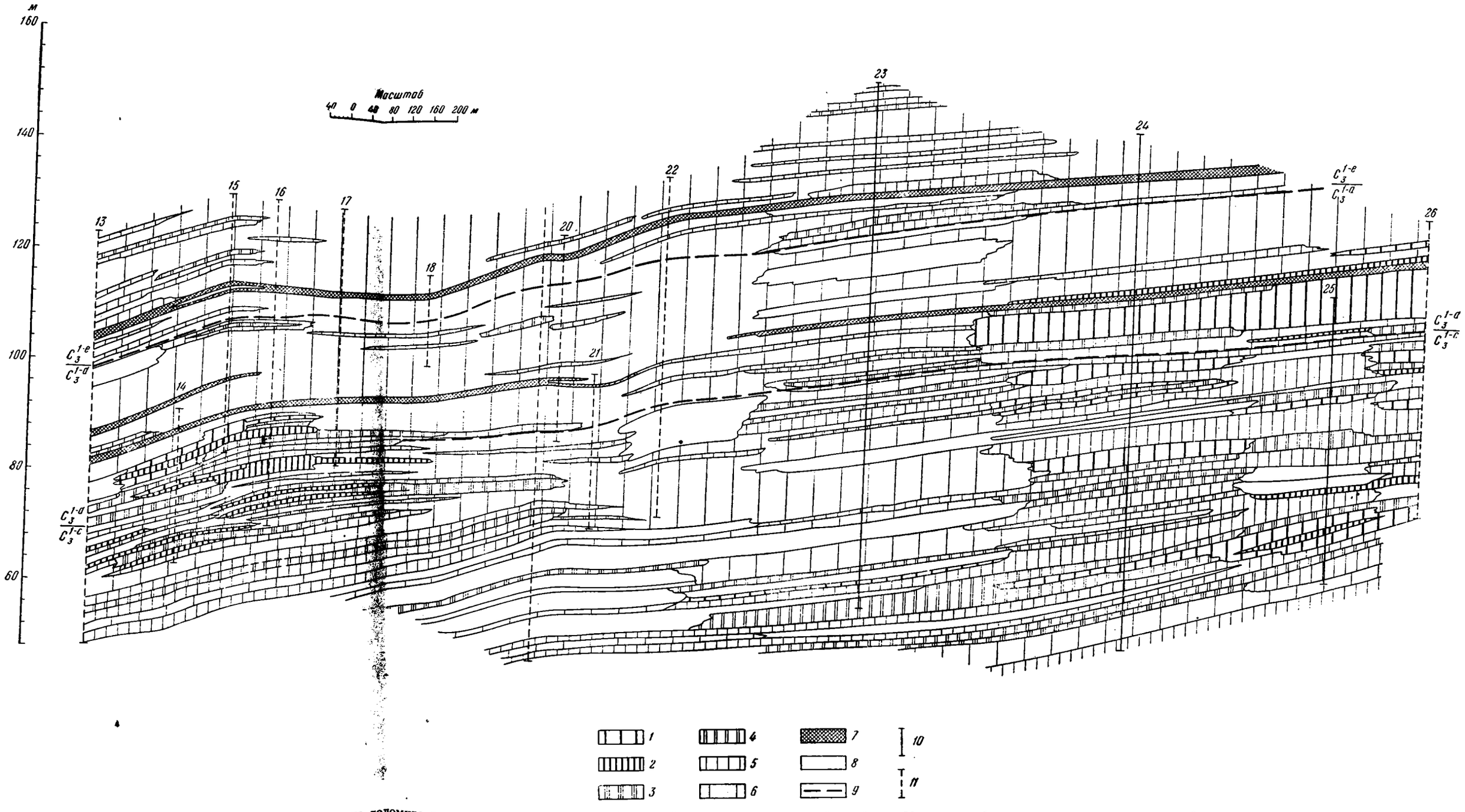


Рис. 4. Распределение доломита по юго-восточному склону Могутовой горы. Литологический профиль. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

с синдетической структурой представляют собой нормальный доломит, в котором поры, различные пустоты, микротрещины выполнены полностью или частично вторичным кальцитом.

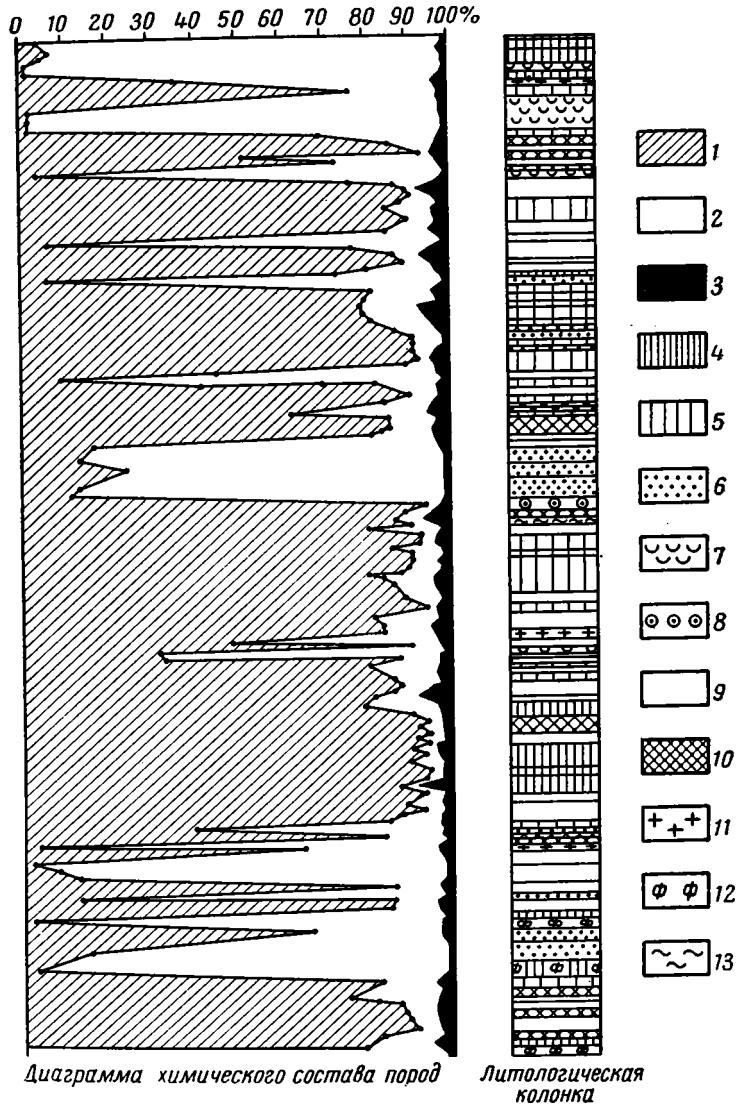


Рис. 5. Колонка микроструктур по юго-западному склону Могутовой горы. Поперечник 7.

Химический состав пород: *1* — доломит; *2* — кальцит; *3*—минеральный нерастворимый остаток.
Структурные типы пород: *4* — пелитоморфная, размер зерен < 0,01 мм; *5* — мелкозернистая, размер зерен 0,10—0,25 мм; *6* — диспергентная; *7* — органогенно-обломочная; *8* — сгустковая; *9* — тонкозернистая, размер зерен 0,01—0,10 мм; *10* — разнозернистая; *11* — синдетическая; *12* — фуазулиновая; *13* — водорослевая.

Наряду с вторичной кальцитизацией можно отметить и вторичную (позднюю) доломитизацию, на что указывают зигзагообразные доломитовые ободки (табл. III, фиг. 14) или инкрустации в порах, а также явление выщелачивания кальцита, пассивно увеличивающее доломитизацию с образованием сильно пористых, рыхлых и непрочных доломитов.

Считая структуры в чистых известняках первичными благодаря их малой измененности, можно предположить, что соотношение органогенных и хемогенных пород, свойственное чистым известнякам, первично, т. е. наиболее близко соответствует действительности. По нашим подсчетам на Могутовой горе более 73% пород органогенного происхождения и около 27% — химически осажденных; в Яблоновом овраге, наоборот: около 30% органогенных известняков и около 70% хемогенных.

По мере увеличения содержания доломита в породе значительная часть органических остатков в процессе доломитизации перекристаллизовывается, выщелачивается и почти исчезает. Так как перекристаллизация легче может происходить в более водопроницаемых органогенных отложениях, то естественно ожидать, что бóльшая часть сильно перекристаллизованных, разнозернистых карбонатных пород должна была произойти из органогенных.

Естественно возникает вопрос о времени образования доломита. Весь характер распределения доломитов в виде линз нескольких порядков и весьма непостоянное, резко меняющееся как по вертикали, так и по горизонтали изменение состава пород ясно указывают на то, что наблюдающееся сейчас распределение доломитности не является первичным, а возникло в результате вторичных процессов. Вопрос лишь в том, к какому времени, к какой стадии жизни осадка или породы следует отнести доломитизацию и откуда появилось то большое количество Mg, которое необходимо для этой доломитизации.

Некоторые склонны думать, что доломитизация недавнего возникновения происходила, а может быть еще и сейчас происходит в большой близости от поверхности, в процессе выветривания (теория бортовой доломитизации). Наши исследования не подтвердили этого взгляда. Так, например, на профилях, проведенных через скважину и шурфы (рис. 2), не наблюдается большей доломитизации в шурфах, чем в скважинах. Процесс позднего или даже современного обогащения пород доломитом возможен путем выщелачивания кальцита и увеличения пористости, но большой роли он играть не может, хотя бы потому, что, как показали наблюдения, пористость известняков и доломитов по величине мало различается. Большинство пород имеет пористость, не превышающую 20%, а уменьшение количества кальцита на 20% не дает существенного изменения процента доломитизации.

Вопрос об источниках нужного для доломитизации карбонатных пород Самарской Луки количества магния разобран Н. М. Страховым, который показал, что, несмотря на видимую правдоподобность теории М. Э. Ноинского, извне этот Mg прийти не мог. Остается одно предположение, что главное количество магния могло и должно было отложиться непосредственно в том же водоеме.

Средняя доломитизация, подсчитанная по стратиграфическим горизонтам (см. выше), показывает, что более молодые горизонты в общем являются и более доломитизированными. Это хорошо согласуется с наблюдениями М. Э. Ноинского, указывающего на постепенное повышение солености карбонового моря.

Вторичный же характер распределения доломитов говорит о перераспределении магния (возможно — доломита) в процессе диагенеза, с последующей более или менее значительной перекристаллизацией.

ЛИТЕРАТУРА

Мурчисон Л. Геологические наблюдения в России. Письмо г. Мурчисона к г. Фишеру Фон-Вальдгейму. Пер. поручика Кошкарова. Горн. журн., 1841, ч. 4.

Ноинский М. Э. Самарская Лука. Геологическое исследование. Тр. Общ. естествоиспыт. при Казанск. унив., 1913, 45, вып. 4—6.

Павлов А. П. Краткий очерк геологического строения местности между р. Волгой и р. Свиягой в Симбирской губ. Изв. Геол. ком., 1886, 5, № 2.
Павлов А. П. Самарская Лука и Жигули. Геологическое исследование. Тр. Геол. ком., 1887, 2, № 5.
Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российской империи. ч. 1, СПб., 1773.
Пандер Х. И. Геогностические замечания о Самарской Луке, сделанные во время поездки на Волгу в 1862 г. Горн. журн., 1863, ч. 2.
Пахт Р. Геогностическое исследование, произведенное в губерниях Воронежской, Тамбовской, Пензенской и Симбирской, от Воронежа до Самары. Зап. Русск. общ., 1856, кн. 11.
Раузер-Черноусова Д. М. О микрофауне и стратиграфическом расчленении карбона Самарской Луки. Нефт. хоз., 1934, № 3.
Штукенберг А. А. Фауна верхне-каменноугольной толщи Самарской Луки. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1905, вып. 23.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. Известняк микрозернистый, пористый. × 46, ник. +.
Фиг. 2. Известняк микрозернистый, плотный. × 46, ник. +.
Фиг. 3. Доломит микрозернистый, пористый. × 46, ник. 1 (с одним николем).
Фиг. 4. Доломит микрозернистый, плотный. × 46, ник. 1.
Фиг. 5. Доломит микрозернистый с окремнением в порах. × 20, ник. +.
Фиг. 6. Доломит микрозернистый, окремненный, со сферолитами. × 46, ник. +.

ТАБЛИЦА II

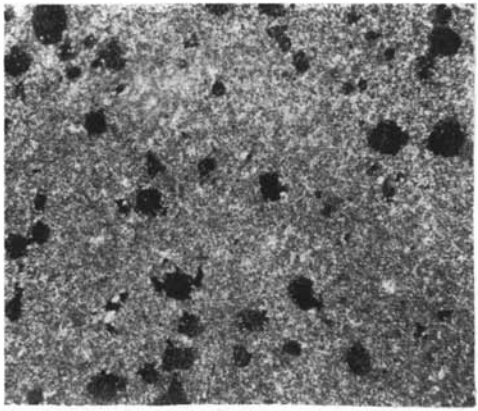
Фиг. 7. Доломит слабо известковистый, тонкозернистый, пористый. × 46, ник. +.
Фиг. 8. Доломит тонкозернистый, × 46, ник. +.
Фиг. 9. Доломит тонкозернистый, «отрицательно-фузулиновый». × 46, ник. +.
Фиг. 10. Доломит мелкозернистый. × 46, ник. +.
Фиг. 11. Известняк разнозернистый, мономинеральный. × 46, ник. +.
Фиг. 12. Доломит разнозернистый, мономинеральный. × 46, ник. +.

ТАБЛИЦА III

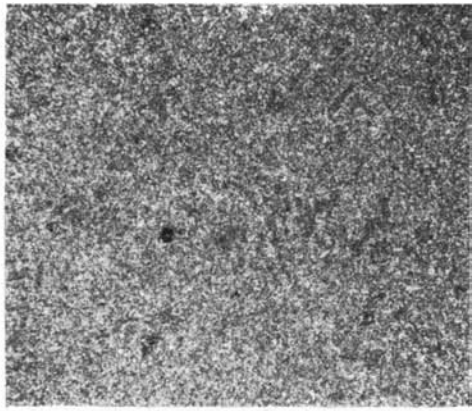
Фиг. 13. Известняк слабо доломитизированный, диспергентный, окрашен железом. × 46, ник. 1.
Фиг. 14. Известняк доломитизированный, с зональной структурой ромбоэдров доломита. Окрашен железом. × 90, ник. 1.
Фиг. 15. Известняк доломитизированный, диспергентный, с доломитовидными ободками ромбоэдров в порах. Окрашен железом. × 46, ник. 1.
Фиг. 16. Доломит слабо известковистый, «отрицательно-фузулиновый». × 20, ник. 1.
Фиг. 17. Доломит микрозернистый, «отрицательно-фузулиновый». × 46, ник. +.
Фиг. 18. Известняк фузулиновый. × 20, ник. 1.

ТАБЛИЦА IV

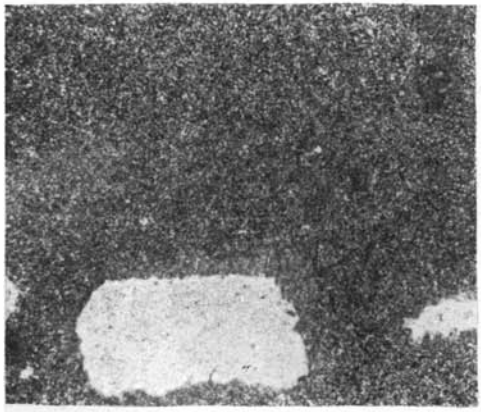
Фиг. 19. Известняк органогенно-обломочный. × 20, ник. 1,
Фиг. 20. Известняк доломитизированный, органогенно-обломочный. × 46, ник. 1.
Фиг. 21. Известняк водорослевый. × 46, ник. 1.
Фиг. 22. Известняк сгустковый. × 150, ник. 1.
Фиг. 23. Известняк слабо доломитизированный сгустковый. × 46, ник. 1.
Фиг. 24. Доломит сгустковый. × 46, ник. 1.



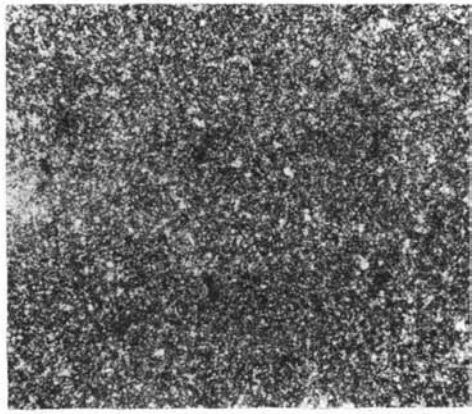
1



2

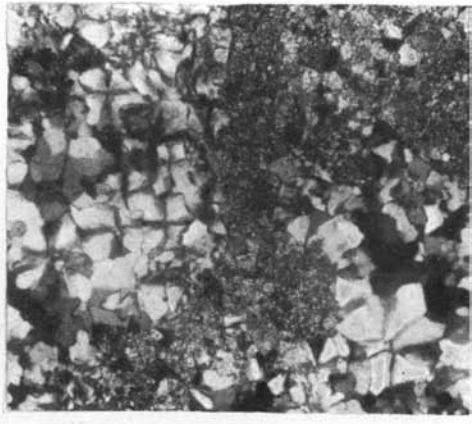


3

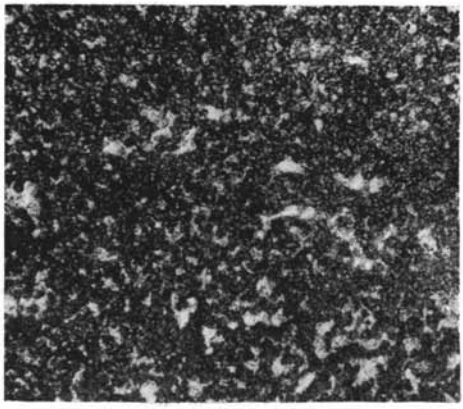


4

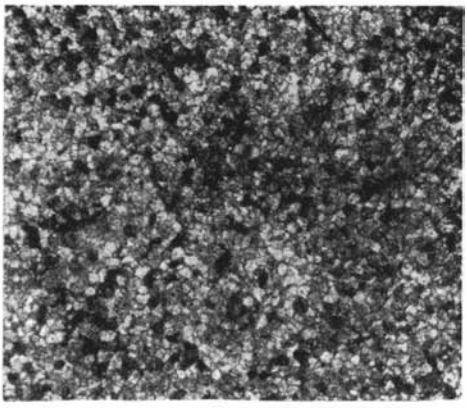
5



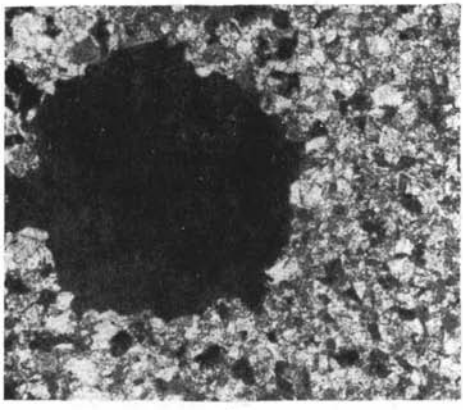
6



7

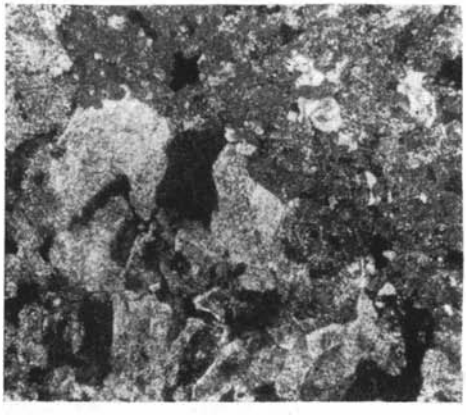


8

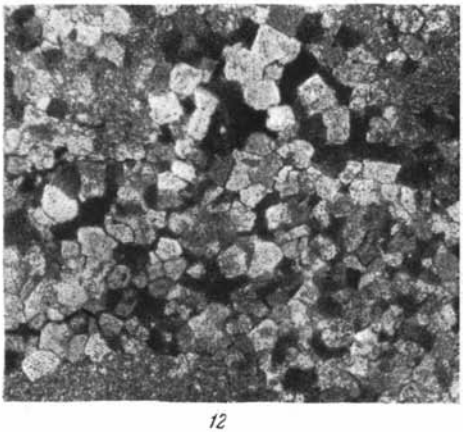


9

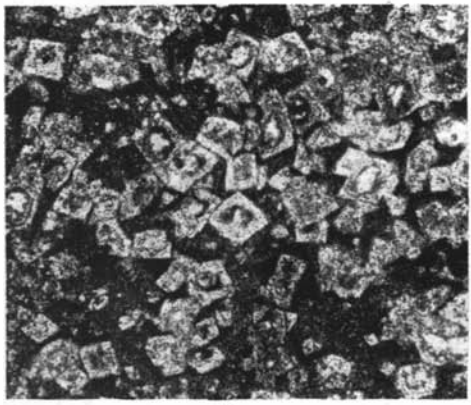
10



11

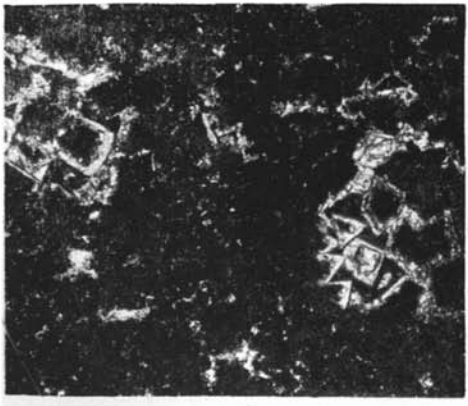


12

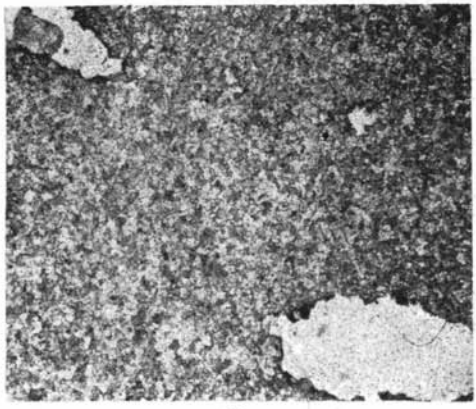


13

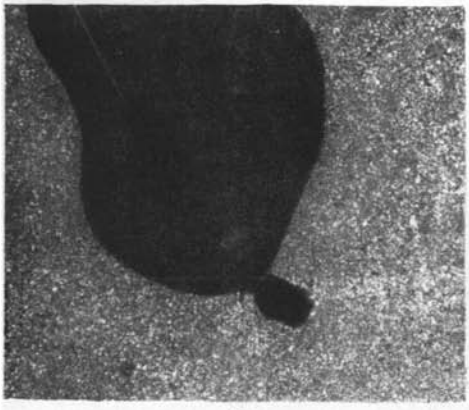
14



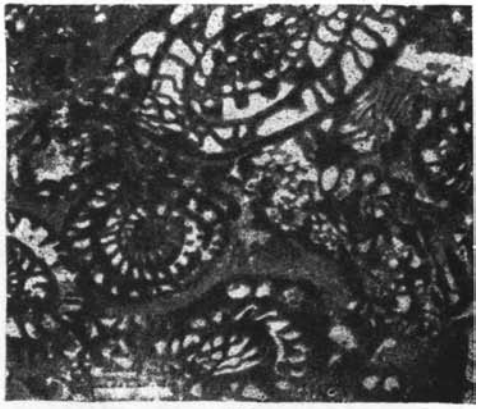
15



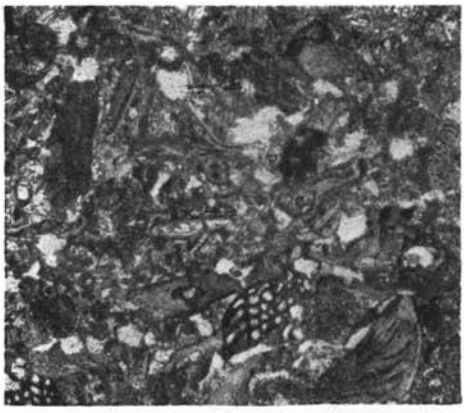
16



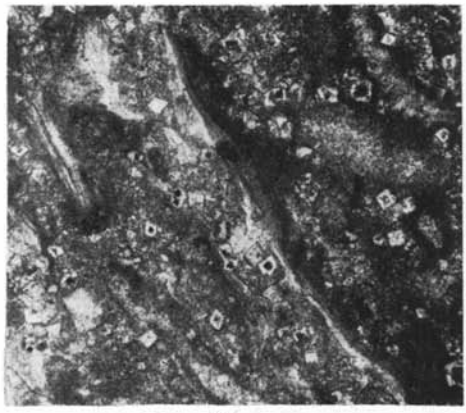
17



18

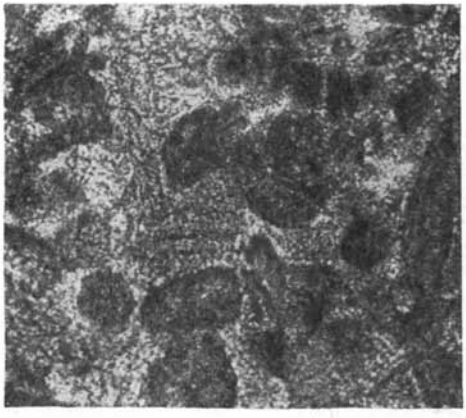


19

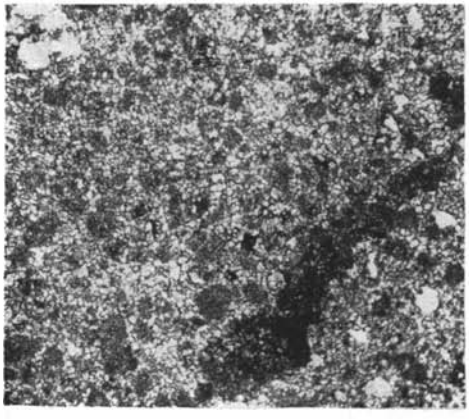


20

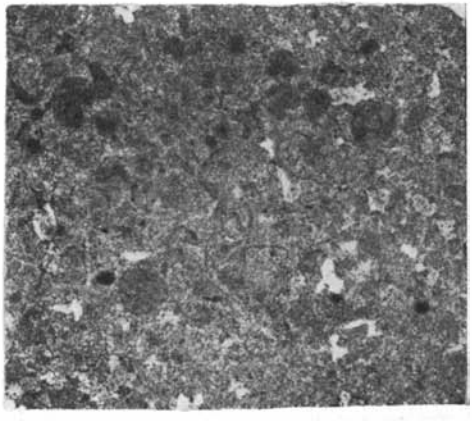
21



22



23



24

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

Н. М. СТРАХОВ

К ВОПРОСУ О РАСПРОСТРАНЕНИИ И ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО КАРБОНА САМАРСКОЙ ЛУКИ

При изучении доломитовых пород основное внимание в настоящее время обращается на их состав, структуру и текстуру, а также на разработку классификации по этим признакам. Морфологии же доломитовых тел, а также оценке средней доломитности доломитсодержащих свит внимания почти не уделяется; поэтому материал, имеющийся в литературе по этим вопросам, весьма скуден. Между тем, едва ли можно сомневаться в том, что при анализе генезиса доломита морфология доломитовых тел и степень обогащенности доломитом той или иной известково-доломитной толщи должны играть не меньшую роль, чем аналогичные данные в вопросах генезиса месторождений железа, марганца, алюминия, фосфора и др.

В 1951—1952 г. мне пришлось вместе с Д. А. Виталь, Л. М. Князевой, Н. Г. Бродской и С. Е. Розовской изучать карбонатную толщу C_3 Самарской Луки почти на всем ее протяжении. При этом основное внимание было направлено, в отличие от обычного подхода, как раз на морфологию доломитовых тел и на выяснение средней доломитности разреза в разных его стратиграфических горизонтах и в разных точках. Для этой цели в максимально возможной степени были привлечены данные по химическим анализам карбонатных пород, выполненным скоростным методом Пчелинцева; пробы (штуфные) на анализ брались в разрезах через 20—30 см; общее число анализов достигло 3500. В предыдущей статье Д. А. Виталь, Л. М. Князевой и С. В. Николаева дана общая петрографическая характеристика изученных известково-доломитовых пород C_3 Самарской Луки и в общих чертах описано распределение этих пород в Яблоновом овраге и на Могутовой горе. Задача этой статьи заключается в генетическом анализе полученных данных и в разъяснении, насколько возможно, истории образования доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки в целом.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЗАЛЕГАНИЯ ДОЛОМИТОВ В ВЕРХНЕМ КАРБОНЕ САМАРСКОЙ ЛУКИ

Еще М. Э. Ноинский, первый исследователь пород карбона Самарской Луки, отметил сложное и невыдержанное залегание доломитовых пород и частое замещение ими чистых известняков. Это наблюдение, правильное по существу, было, однако, чисто качественной констатацией и еще не давало ни конкретной морфологии доломитовых тел, ни количественных представлений об общей доломитизации пород разных горизонтов верхнего карбона и всей его толщи в целом.

Решение этих вопросов стало возможным в результате разведочных работ на Самарской Луке и наших исследований 1951—1952 гг. Сводку данных и попытку изображения на их основе залегания доломитовых пород в горизонте C_3^{1c} вдоль фаса жигулевской структуры представляет рис. 1 [1].

Отметим, прежде всего, большое постоянство мощности горизонта C_3^{1c} на всем пространстве от Девьей горы до Крестового оврага, т. е. на протяжении около 46 км. У Девьей горы мощность горизонта свыше 42 м, у Яблонового оврага 50 м, у Могутовой горы больше 38 м, у Бахиловой поляны 48 м, у Козьих Рожек 56 м. Так как при этом внутри самого горизонта и на контактах его с подошвой и кровлей нет следов перерывов осадконакопления, устойчивость мощностей сильно облегчает стратиграфическое сопоставление доломитовых пачек, выделенных в разных разрезах.

В итоге на пространстве от Девьей горы до Крестового оврага выделяется минимум пять огромных и сложно построенных макролинз доломитовых пород.

Первая макролинза залегает в самом верху горизонта C_3^{1c} и максимальную мощность имеет в разрезе Могутовой горы, достигая здесь почти 12 м. На запад макролинза быстро выклинивается, нацело замещаясь уже в разрезе Яблонового оврага известняками. К востоку доломитовые породы, напротив, устойчиво сохраняются на большом протяжении; у Бахиловой поляны они имеют 8 м мощности и протягиваются, вероятно, далее, вплоть до Ширяевского района. Но мощности их к востоку постепенно убывают и у Козьих Рожек от доломитовой линзы остается лишь ничтожный однометровый пласт; все остальное заместилось известняками. На профиле можно видеть, что описываемая доломитовая макролинза представляет собою лишь нижнюю часть гораздо более мощного и протяженного доломитового тела, верхняя половина которого принадлежит к горизонту C_3^{1a}; таким образом, мы впервые встречаемся с фактом пересечения доломитовым телом стратиграфических границ.

Вторая макролинза приурочена к средней части горизонта C_3^{1c} и располагается в западной половине нашего профиля. Она вскрывается разрезами Девьей горы, Яблонового оврага и Могутовой горы, где достигает 15—17 м мощности; дальше на восток она быстро выклинивается, замещаясь известняками, так что у Бахиловой поляны от мощного доломитового тела сохраняются лишь два весьма незначительных доломитовых пласта. Следует отметить, что вторая линза даже на нашем весьма схематическом профиле оказывается построенной сложно. В составе ее имеются не только собственно доломиты (т. е. породы с содержанием $CaCO_3 < 20\%$), но также и переходного типа породы с содержанием кальцита от 20 до 80%, и даже линзовидные включения известняков. Все эти породы внутри общего контура доломитового тела образуют более мелкие линзовидные тела, так сказать, второго порядка. Интересно, что, входя в наш профиль с запада, линза по направлению к востоку сходит на несколько более низкий стратиграфический уровень сравнительно с разрезом у Девьей горы, — это другой пример пересечения доломитовыми микролинзами стратиграфических границ.

Третья макролинза также приурочена к средней части горизонта C_3^{1c}, но располагается в восточной части профиля и вскрывается

[1] В целях упрощения профиля шесть типов карбонатных пород, выделявшихся в предыдущей статье, сведены в три группы: а) известняки с содержанием доломита 0—20%; б) переходные породы с доломитизацией 20—80%; в) доломиты с содержанием $CaCo_3$. $MgCo_3$ 80—100%.

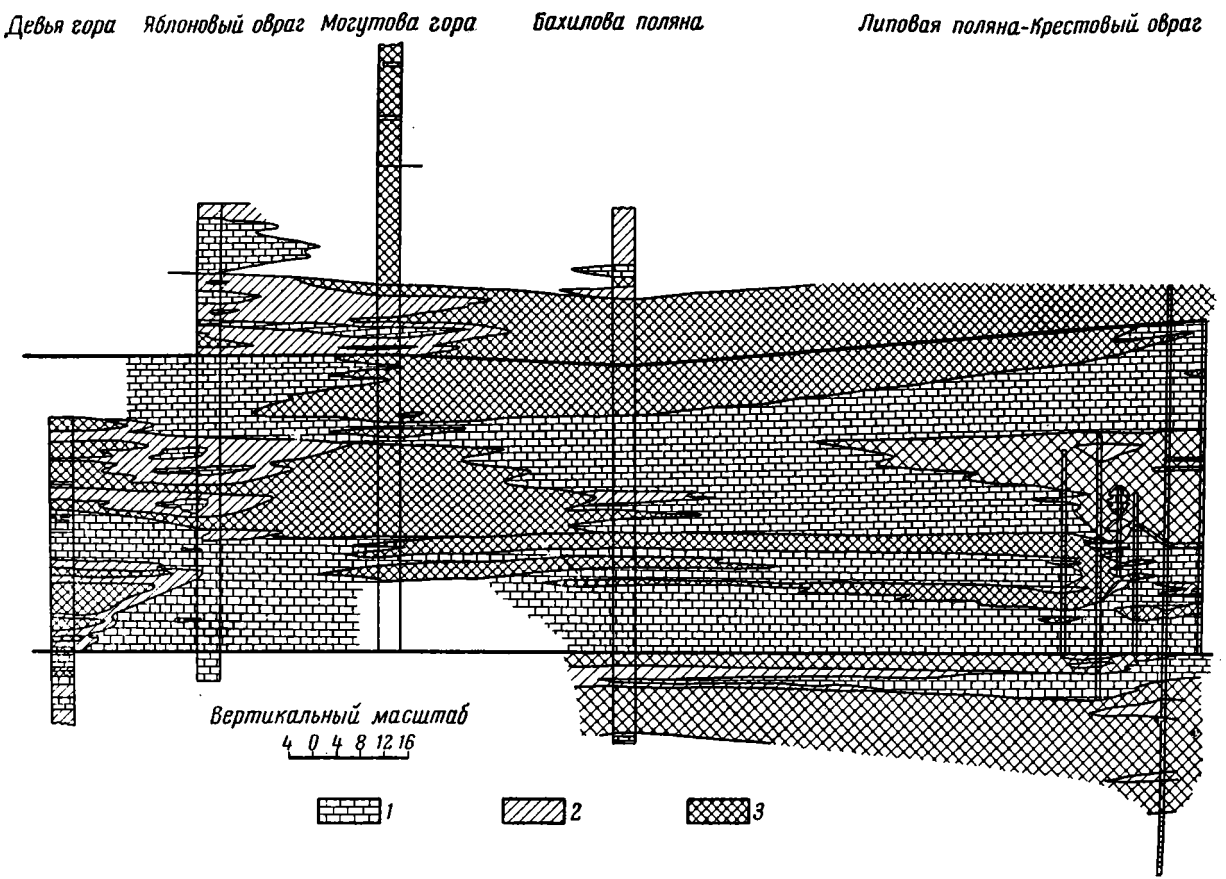


Рис. 1. Схема распределения доломитовых пород в разрезе C_3^{1c} Самарской Луки.

1 — известняки (содержание доломита < 20 %); *2* — доломитизированные известняки и известковистые доломиты (содержание доломита от 20 до 80 %); *3* — доломиты (содержание доломита > 80 %).

всеми разрезами от Крестового оврага до Липовой поляны включительно. Максимальной мощности (до 20 м) достигает эта макролинза в разрезе Крестового оврага и Козьих Рожек; далее же на запад она выклинивается за счет прогрессирующего замещения известняками нижней части линзы и в разрезе Липовой поляны измеряется уже 9 м; еще западнее и верхняя половина линзы выклинивается, заведомо не смыкаясь с описанной выше второй макролинзой. Следует подчеркнуть, что третья макролинза, подобно второй, оказывается сложно построенной и включает в себе участки и линзообразные тела как переходных пород (доломитизированных известняков и известковистых доломитов), так и чистых известняков.

Четвертая доломитовая макролинза приурочена к нижней части горизонта C_3^{1c}, причем протягивается через бо́льшую часть нашего профиля, исключая крайнюю западную его часть. Эта макролинза построена наиболее сложно и прихотливо сравнительно с первыми тремя и представляет собою, в сущности, три удлиненных и сильно сближенных пластообразных тела; верхнее и нижнее тела в районе Липовой поляны сливаются друг с другом, что, собственно, и заставляет объединять все три пластообразных доломитовых тела в единую доломитовую макролинзу. Между доломитовыми пластами внутри макролинзы протягиваются пласты известняков, в сумме своей составляющие массу немногим меньшую, чем доломиты.

Восточнее с. Ширяева к четвертой макролинзе тяготеет серия более мелких и просто малых линз доломитов, как бы сопровождающих макролинзу. Отметим в качестве характерной и важной черты, что в промежутке между разрезами Могутовой горы и Бахиловой поляны четвертая макролинза вплотную подходит ко второй и, вероятно, даже сливается с ней.

Аналогичного типа контакт имеет место на небольшом участке и у восточного края линзы, в окрестностях с. Ширяева. Таким образом, на некоторых участках своего простирания доломитовые макролинзы контактируют друг с другом, образуя в целом весьма сложный и прихотливый узор доломитовых пород внутри горизонта C_3^{1c}.

Пятая доломитовая макролинза также находится в нижней части C_3^{1c}, но в крайнем западном углу профиля. Главная масса этой линзы залегает, очевидно, за пределами профиля, куда заходит лишь восточное ее окончание, вскрываемое разрезом Девьей горы. Доломитовая линза имеет здесь мощность около 16 м и построена из четырех доломитовых пластов, соединенных воедино известково-доломитовыми породами. В следующем разрезе — Яблоновом овраге, отстоящем от Девьей горы на расстоянии около 5 км, доломитовая линза полностью замещена известняками.

Чтобы закончить характеристику залегания доломитовых пород в изученном профиле, добавим, что верхи горизонта C_3^{1b} почти повсеместно слагаются доломитами, которым подчинены более или менее значительные известняковые линзы. Очевидно, перед нами новая и еще более крупная доломитовая макролинза, выявить очертания которой, однако, пока не удается за отсутствием достаточного фактического материала.

Изложенные данные, несмотря на их ограниченность, позволяют, как мне кажется, понять схему распределения доломитов не только в горизонте C_3^{1c}, но и во всем разрезе верхнего карбона Самарской Луки вообще. Суть этой схемы в следующем. Доломитовые породы залегают огромными и сложно построенными макролинзами, мощность которых колеблется между 10 и 20 м, а горизонтальное протяжение измеряется многими километрами и даже десятками километров (до 20—30, во всяком случае);

повидимому, чем мощнее макролинза, тем она протяженнее. Макролинзы, как правило, секут стратиграфические границы; в пространстве же то располагаются далеко одна от другой, будучи разделены вмещающими известняками, то подходят близко одна к другой и даже на отдельных участках как бы сливаются, что в целом создает весьма прихотливую картину залегания доломитовых пород в разрезе. В разных стратиграфических горизонтах C_3 Самарской Луки насыщенность доломитовыми макролинзами неодинакова; в нижних горизонтах (C_3^{1a}, C_3^{1b}, C_3^{1c}) она меньше, в сложении их преобладают известняки; в верхнем горизонте (C_3^{1d}), напротив, преобладают доломиты, известняки же сведены к роли линз, защемленных среди массы доломитовых пород.

Нетрудно видеть, что как по мощности (10—20 м), так и по протяженности (многие километры) макролинзы напоминают обычные, первично осажденные из водоема пласты других пород — песчаников, алевролитов, глин. Естественно встает вопрос: нельзя ли, основываясь на морфологии доломитовых макролинз, считать их телами первично образованными в ходе верхнекарбоновой карбонатной седиментации, настоящими первичными пластами доломитов? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо ближе рассмотреть строение самих доломитовых макролинз и структурные формы доломита.

Исключительный интерес с этой точки зрения представляют данные по Яблоновому оврагу и Могутовой горе. Образцы пород из этих разрезов анализировались по вертикали через каждые 20—30 см, иногда реже, т. е. с предельной, пока нигде не достигнутой частотой. Расстояние между разрезами колебалось от 50 до 100 м; когда же проходилась расположенная по склону линия шурфов и затем контрольная скважина вблизи верхнего (по склону) шурфа на всю глубину, вскрытую шурфовой линией, соседние образцы отстояли друг от друга всего на немногие метры (от 3 до 20 м). Во всех материалах, особенно по Яблоновому оврагу, *выступает исключительно сильная изменчивость процента доломитизации на ближайших мыслимых расстояниях.* Так, по вертикали в доломитовых горизонтах содержание доломита на протяжении метра может варьировать от немногих процентов до 80—95%, причем такие колебания в 5—10-метровом пласте могут повторяться по 2—5 и более раз. Лишь относительно редко процент доломита устойчиво выдерживается на протяжении нескольких метров по вертикали. Что же касается разрезов одной и той же доломитовой пачки в ближайших скважинах или шурфовых линиях, отстоящих друг от друга на расстоянии от 100 до 50 и менее метров, то распределение в них доломита по вертикали не только нигде не бывает тождественным, но зачастую не показывает даже значительного сходства, поражая своей прихотливостью и строго индивидуальным характером в каждом разрезе. При этом сопоставление диаграмм, относящихся к одному и тому же разрезу, но сделанных с разной степенью детальности, показывает, *что там, где чаще отбирались образцы на анализы, распределение доломита оказывается более сложным и прихотливым.* То же наблюдается при изменении числа разрезов вдоль какой-либо линии: чем их меньше, тем проще выглядит картина внутреннего строения доломитовой макролинзы; чем больше разрезов, тем пестрее, причудливее оказывается распределение доломита внутри макролинзы. Большая сложность строения доломитовых линз обнаруживается даже в тех случаях, когда вместо нанесения на профили индивидуальных значений процента доломитности они объединяются в некоторое число групп (классов доломитности), которые и изображаются. Так поступили, например, Д. А. Виталь, Л. М. Князева и Н. Г. Бродская при сопоставлении

профилей через Яблоновый овраг, Могутову гору, Ширяевский район [1]. И тем не менее даже в такой более обобщенной форме прихотливость распределения доломита внутри доломитовых макролинз и резкие колебания его содержания на ближайших расстояниях выступают с полной отчетливостью.

Такое строение доломитовых макролинз резко отличает их от первичных седиментационных пластовых образований, например пластов угля, каменной соли, песков, алевритов, глин и т. д. В последних отдельные компоненты, слагающие породу, распределены очень равномерно и мало колеблются на значительных расстояниях как по вертикали, так и по горизонтали; когда же такие колебания наблюдаются, они, как правило, весьма закономерны и прослеживаются одновременно в большом количестве разрезов, особенно если они расположены столь близко (50—100 м), как это имеет место на Самарской Луке.

Таким образом, по характеру внутреннего строения доломитовых макролинз, по прихотливому и исключительно сложному распределению в них доломита макролинзы эти никак не могут считаться первичными седиментационными образованиями, а должны рассматриваться как вторичные тела, возникшие в первичной карбонатной толще в результате последующих преобразований ее как в ходе диагенеза, так, возможно, и в эпигенезе [2].

Изучение структурных форм доломита в доломитовых макролинзах полностью подтверждает этот вывод, ибо мы обнаруживаем все постепенные переходы от известняков к доломитам путем замещения кальцитового материала доломитовым.

Генетически первичные осадки верхнекарбонового моря на территории Самарской Луки относились к двум крупным группам фаций: органогенной и химически осажденной. Органогенные отложения слагались в одних случаях чисто биоморфными накоплениями остатков организмов, чаще всего фузулин с большей или меньшей примесью брахиопод, гастропод и т. д., в других случаях — раковинным детритом весьма разнообразного состава, в третьих — водорослевыми и сгустково-водорослевыми отложениями. Химически осажденные отложения были представлены микрозернистыми и криптозернистыми карбонатными илами с очень редкими включениями фауны и обломков ее; в процессе диагенеза они в ряде случаев испытали более или менее равномерную перекристаллизацию и превратились в тонкозернистые и мелкозернистые породы.

Понятно, что между органогенными и хемогенными карбонатными отложениями имелись все постепенные переходы и что не только химически осажденные известняки имели бóльшую или меньшую примесь органических остатков, но и органогенные в своей основе фации содержали примесь химически осажденных карбонатов, равно как и примесь пелитоморфного карбоната, получившегося механическим путем — растиранием раковин движениями воды. Имеются основания считать, что органогенные карбонатные отложения представляют собою более мелководные образования порядка немногих десятков метров (особенно водорослевые и детритусовые фации), тогда как пелитоморфные (хемогенные) карбонатные илы отвечали углублениям в рельефе дна, куда волнениями сносился мельчайший карбонатный материал.

---

[1] Отсюда следует, что реальная сложность строения доломитовых линз на сводном профиле (рис. 1) гораздо больше той, какая на нем изображена.

[2] Под диагенезом в дальнейшем подразумевается стадия превращения жидкого осадка в плотную породу; под эпигенезом — изменения, протекающие в породе до ее погружения в зону метаморфизма или до поднятия в зону выветривания.

При изучении образцов органогенных пород в шлифах можно видеть, что в группе известняков с доломитизацией меньше 20% доломит встречается в виде отдельных ромбоэдров и бесформенных зерен исключительно в составе цемента, не затрагивая органических остатков, хорошо сохраняющихся и сложенных кальцитом. Сами доломитовые зерна рассеяны в шлифе весьма прихотливо, то единичными зернами, то тесными, компактными кучками. В переходной группе карбонатных пород (20—80% доломита) доломитизация проявляется не только в цементе, но и на органических остатках, из которых многие то частично, то нацело превращаются в агрегаты доломитовых (бесформенных) зерен, причем первичная структура и очертания органического остатка в большей или меньшей степени разрушаются. Очень многие обломки раковин и даже целые раковины — из тех, особенно, какие в прижизненном состоянии слагались арагонитом, — нацело растворяются, оставляя после себя отрицательно-биогенные структуры, например отрицательно-фузулиновые, отрицательно-гастроподовые и т. д. Наиболее устойчивыми в этом процессе оказываются остатки иглокожих, особенно криноидей, которые даже у сильно доломитизированных разностей карбонатных пород все же удерживаются в качестве кальцитовых образований и лишь относительно редко замещаются доломитом. Поскольку при доломитизации цемента и органических остатков возникают кристаллы доломита и целые группы их разной размерности, естественно, что структура переходных пород органогенной группы становится разнозернистой — то диспергентной, то синдетической, причем первая из них более свойственна слабо доломитизированным разностям, вторая — более сильно доломитизированным; обычно они встречаются совместно и часто переходят одна в другую, образуя локальные пятна доломитообразования разной степени и формы.

У собственно доломитов органогенной группы доломитизация всегда захватывает и цемент и органические остатки; но последние сильно изменены и с трудом угадываются в разнозернистых пятнах карбоната. Очень часто бывший органогенный известняк превращается в отрицательно-органогенную пористую, иногда как бы губчатую породу, которая представляет собою, в сущности, нацело доломитизированный цемент первичного известняка; по структуре своей этот цемент бывает микро-, тонко-, мелко- и разнозернистым. При вторичном заполнении пор кальцитом (в зоне выветривания) возникают участки пород типичной синдетической структуры, которая в данном случае имеет, как видим, совсем иной генезис, чем описанная выше одноименная структура, образующаяся в результате метасоматического перерождения первичного карбонатного осадка.

Характерную черту доломитовых пород описываемой органогенной группы составляет *отсутствие у них своего особого специфического биоценоза*, отличного от биоценоза (или биоценозов) известняков, на что обратил внимание уже М. Э. Ноинский. Фузулиновый, коралловый, брахиоподовый и гастроподовый биоценозы, выделенные им для известняков, сохраняются в принципе и у доломитов, только в связи с перекристаллизацией и выщелачиванием органических форм они менее богаты сохранившимися формами. Все геологи, работавшие на Самарской Луке, неоднократно описывали случаи, когда пласт органогенного известняка в пределах карьера (или крупного обнажения) переходил в пласт доломита с отрицательно-органогенной структурой, или в плотную породу с многочисленными и более или менее ясными реликтами органогенной структуры. Все это, конечно, однозначно свидетельствует о вторичном происхождении по крайней мере части пород, входящих в современные доломитовые макролинзы верхнекарбоновой толщи Самарской Луки.

Аналогичные признаки легко обнаруживаются и в группе карбонатных пород в основном химического происхождения, представленных микрозернистыми и тонкозернистыми разностями вовсе без органических остатков или с ничтожным (небольшим) их содержанием.

Уже в группе собственно известняков с доломитизацией $< 20\%$ на общем микрозернистом фоне плавают отдельные гораздо более крупные ромбоэдры доломита или крупные бесформенные зерна его. У микрозернистых и тонкозернистых пород переходного состава (доломита от 20 до 80%) эти ромбоэдры и зерна рассеяны очень прихотливо, то единично, то массами, образуя в некоторых случаях более или менее крупные участки весьма неправильных очертаний, сплошь доломитовые. Такая прихотливость распределения ромбоэдров и зерен доломита внутри микрозернистых и тонкозернистых хемогенных пород, конечно, никак не могла возникнуть в процессе седиментации, а сформировалась вторично, в ходе их диагенеза (или эпигенеза?). У собственно доломитов, где основную массу слагают зерна доломита, прихотливо располагается кальцит, причем и в данном случае речь может идти, конечно, отнюдь не о явлениях собственно седиментационных, а об образованиях диагенетической или собственно эпигенетической стадий.

Итак, *прихотливое распределение доломита внутри доломитовых макролинз*, слагающих разрез C_3^{1c} на протяжении от Девьей горы до Крестового оврага, а также *наличие несомненных признаков развития доломита путем более или менее полного (или же частичного) метасоматоза (замещения) первичных карбонатных органогенных или хемогенных осадков*, делают несомненным *вторичное*, а отнюдь *не первично-седиментационное происхождение доломитовых макролинз*, несмотря на их огромные размеры на профиле по мощности и по простиранию.

Большой интерес представляют формы нахождения доломита среди тех крупных пластообразных тел известняков, которые разделяют на нашем профиле доломитовые макролинзы в толще верхнего карбона. Таких форм три. П е р в о й являются небольшие линзовидные тела мощностью в сантиметры и десятки сантиметров, простирающиеся на немногие метры или немногие десятки метров, иногда довольно неправильной формы и изменчивой доломитизации по простиранию. Это как бы миниатюрные (и упрощенные) аналоги описанных выше доломитовых макролинз (рис. 2). В т о р у ю форму залегания доломита образуют неправильной формы конкрециевидные или штоковидные тела размером от десятков сантиметров до немногих метров в поперечнике; доломитизация таких штоков и конкреций обычно достаточно высокая. Наконец, т р е т ь ю форму нахождения доломита составляют облакообразные и трудно прослеживаемые пятна неопределенных очертаний, обогащенные доломитом обычно в небольшой степени; доломит в этом случае диффузно рассеян среди известняка, почему в шлифах из таких пятен получается обычно диспергентная и реже локально-синдетическая структура.

Нетрудно видеть, что перечисленные формы нахождения доломита в известняковых массах вне доломитовых макролинз также не являются первично-седиментационными и в совокупности образуют вместе с макролинзами непрерывный ряд затухающей (по интенсивности) диагенетической или эпигенетической (см. ниже) доломитизации карбонатных осадков верхнекарбонового моря.

Итог изложенного ясен. *В разрезе верхнего карбона Самарской Луки нет первично-седиментационных форм залегания доломитов, а имеются лишь вторичные диагенетические или эпигенетические доломитовые накопления.* В этом отношении мы полностью поддерживаем уже давно высказанную мысль М. Э. Ноинского и отрицательно относимся к попыткам некоторых геологов все же выделить на Самарской Луке первично-

седиментационные доломиты. Возможно, что за пределами изученного нами профиля такие доломиты и имеются, но в границах профиля их нет.

Обилие вторично образованных доломитов в карбоне Русской платформы давно общепризнано. Но до сих пор, насколько известно, не было попыток выяснить конкретную морфологию и размеры этих вторичных доломитовых тел и соотношения их друг с другом. Наши работы по Самарской Луке дают возможность не только заполнить теперь этот пробел,

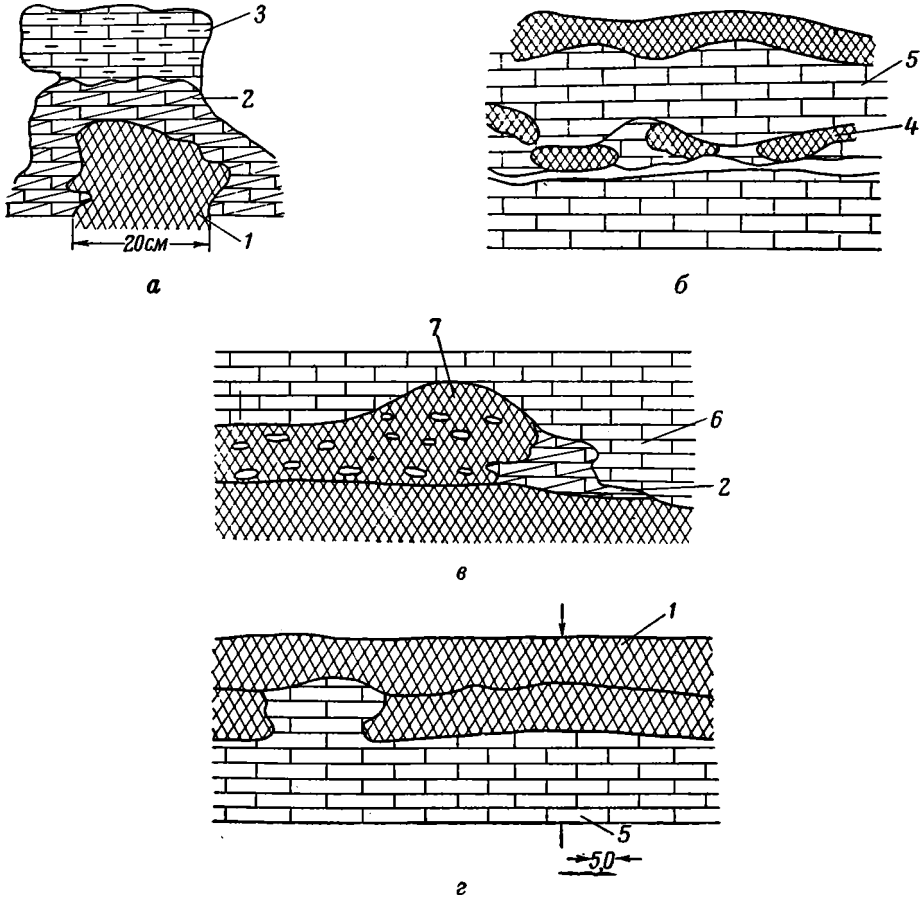


Рис. 2, *а—г*. Формы залегания доломита в известковых пластах (по Н. Г. Бродской).
а — обнажение в овраге Козьи Рожки; *б* — карьер Козьи Рожки; *в* — то же; *г* — карьер Крестовый овраг.
1 — доломит; *2* — доломит известковый; *3* — известняк фузулиновый; *4* — стяжения доломита; *5* — известняк; *6* — известняк плотный; *7* — доломит отрицательно фузулиновый.

но и убедиться в том, что размеры таких доломитовых тел могут быть огромными (до 20 м мощностью и до 20—30 км простиранием), напоминая в этом отношении первичные седиментационные пластовые накопления. Естественно встает вопрос, как же различить в таком случае вторично образованные доломитовые макролинзы от аналогичных по размерам первичных доломитовых накоплений? Мне кажется, это можно сделать по двум основным признакам. Первичные седиментационные доломитовые пласты, в отличие от вторичных доломитовых макролинз, характеризуются устойчивостью степени доломитизации как по вертикали, так и по горизонтали на больших расстояниях. С точки же зрения фаунистической, первичные седиментационные доломитовые пласты либо палеонтологически

немы, либо — при наличии органических остатков — выделяются своим особым биоценозом, отличным от биоценозов известняков, как это, например, и наблюдается (по данным И. В. Хворовой) в каширском горизонте C_2 Московской синеклизы.

Огромное количество анализов позволяет в настоящее время не только выяснить морфологию доломитовых тел, свойственных верхнекарбоновой толще Самарской Луки, но и составить представление о средней доломитности разных ее стратиграфических горизонтов. В табл. 1 приведены соответствующие данные.

Таблица 1

Среднее содержание доломита в разных горизонтах верхнекарбоновых пород Самарской Луки (в %)

Горизонты	Мощность в м	Девья гора	Яблоновый овраг	Могутова гора	Бахилова поляна	Ширяевский район	Общее среднее для разрезов
C_3^{1d}	55—45	84,7	38,59	83,96	58,1	65,12	65,9
C_3^{1c}	40	61,2	25,98	77,97	45,64	53,7	51,9
C_3^{1b}	100	51,8	38,75	40,7	65,82	52,89	50,0

Из табл. 1 видно, что средняя доломитность каждого горизонта меняется от одного пункта к другому; при залегании доломитов в виде сложно построенных макролинз это вполне естественно. В то же время средняя доломитность явно растет от нижних горизонтов (c и b) к верхнему.

При расчете средней доломитности разреза C_3 в целом, кроме цифр, приведенных в табл. 1, принимались во внимание еще горизонты C_3^{II} и C_3^{III}, общая мощность которых (по Раузер-Черноусовой) равна 50 м. К сожалению, степень доломитности этих горизонтов сколько-нибудь достоверно неизвестна, но, судя по описаниям, должна находиться где-то в промежутке между 50%, как у горизонта C_3^b, и 90%, как у верхней части горизонта C_3^d. Расчет велся в двух вариантах: при доломитности C_3^{II+III} в 50% и при доломитности их в 90%. С учетом мощностей каждого горизонта средняя доломитность C_3 Самарской Луки по первому варианту оказывается равной 55%, по второму — 63%. Это очень высокие значения, указывающие на весьма большую напряженность доломитообразовательного процесса. Напомню, что средняя доломитность пород верхнего карбона Русской платформы в целом, по данным А. П. Виноградова, А. Г. Ронова и В. М. Ратынского (1952), составляет 63%, т. е. в точности отвечает вычисленной нами доломитности пород C_3 Самарской Луки.

2. О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВЫХ МАКРОЛИНЗ ВЕРХНЕГО КАРБОНА САМАРСКОЙ ЛУКИ

Выше было отмечено, что образование доломитовых макролинз могло произойти как в стадию диагенеза осадков, так и в стадию эпигенеза уже сформированных карбонатных пород. Естественно уточнить, в какой же из этих двух стадий действительно имело место формирование интересующих нас доломитовых тел? И если оно происходило в обе названные стадии, то какое значение имела каждая из них в создании современной картины распределения доломита в толще верхнего карбона?

Чтобы сделать анализ более конкретным, напомню предварительно, что геологическая история Самарской Луки с верхнего карбона доныне распадается на четыре основных этапа.

Первый этап охватывает время от отложения осадков C_3^{1b-d} до конца палеозоя. Благодаря непрерывно шедшему погружению области Самарской Луки и перекрытию карбона все новыми осадочными толщами, отложения C_3^{1b-d} в это время уходили на все большие глубины от поверхности Земли и подвергались все возрастающему давлению. Рыхлые первоначально осадки уплотнялись, теряли воду, литифицировались и превратились постепенно в нормальные карбонатные породы. Мы не знаем, к какому точно моменту верхнепалеозойской истории закончился этот процесс, но имеются все основания думать, что к концу верхнего палеозоя он все же завершился. Вот почему верхнепалеозойский этап истории пород C_3 мы вправе назвать этапом превращения осадков в карбонатные породы обычного облика.

Второй этап охватывает самое начало мезозоя — триас и нижнеюрскую эпоху. В это время Самарская Лука испытала первое крупное поднятие, что привело к глубокому размыву только что отложенных осадков в сводовой части поднятия. Как известно, максимальной величины размыв и поднятия достигали в западной части Луки, в районе Сызрань—Костычи. «В окрестностях Сызрана, — писал в свое время М. Э. Ноинский, — юра налегает непосредственно на горизонт сахаровидных доломитов карбона (C_3^d), у Батраков и Костычей те же слои ее оказываются уже на следующем горизонте карбона (C_3^e), у железнодорожного моста мы находим под юрой швагериновые слои (C_3^f), далее между этими последними и юрскими песками вклинивается пермокарбон, а у устья Прощеного оврага на Волге и у Муранской мельницы на р. Усе появляются впервые нижнецехштейновые брахиоподовые слои. Мощность этих последних здесь всего 3—4 м, но далее толща перми все более и более возрастает, так как между брахиоподовыми слоями и основанием юры постепенно вклиниваются все новые. . . комплексы слоев» (Ноинский, 1913, стр. 650). Поднятие слоев C_3^{1b-d} в западной части Луки до уровня, близкого к дневной поверхности, и превращение их в зону, несомненно связанную с поверхностным дренажом грунтовых вод, показывают, что в это время отложения C_3^{1b-d} в той или иной мере подверглись выветриванию и, конечно, могли испытать более или менее заметные эпигенетические изменения.

Третий этап длился со среднеюрской эпохи до верхнесаратовского времени, т. е. обнимал почти весь мезозой и начало кайнозоя. За это время территория Среднего Поволжья и Самарской Луки испытала почти непрерывное погружение и накопила осадки большой мощности, до 600 м во всяком случае. Действительные же погружения карбонатных слоев были, вероятно, еще более значительны, поскольку глубины мезозойских бассейнов, стоявших на Самарской Луке, сами измерялись заметными величинами, особенно в верхнемеловое время. Горизонты C_3^{1b-d} в этом третьем этапе вновь ушли из-под влияния поверхностного выветривания, но зато, несомненно, подвергались действию подземных вод.

Последний, четвертый этап начался образованием флексуры по северному крылу поднятия Самарской Луки. Точная датировка этого события отсутствует; известно только, что оно произошло после отложения верхнесаратовских слоев, затронутых дислокацией, и до возникновения акчагыльских отложений, горизонтально перекрывающих отдельные участки флексуры. Самый ход тектонических событий был

сложный. «По мере того, — пишет А. И. Москвитин (1952), — как медленно. . . поднималась складка, дождевые потоки изрыли склоны ее глубокими ущелистыми оврагами, а протекавшие поперек ее реки (Волга, Уса, Сок) промыли в ней свои глубокие долины. Вершины образовавшихся таким образом гор в третичном периоде приподнялись вдвое выше современных Жигулей, в конце того же периода горы опустились — «осели» и погрузились больше чем наполовину своей прежней высоты в воду образовавшегося здесь большого озера», впоследствии слившегося с водами акчагыльского моря. В четвертичное время «Жигули приподнимались и опускались еще несколько раз, хотя и не так сильно, как в третичном периоде» (стр. 96). Существенно отметить, что за четвертичное время правый берег Волги непрерывно подмывался и отступал к югу. «О величине подмыва рекой ее правого берега в Жигулях, — указывает А. И. Москвитин, — можно судить по смещению русла вправо на расстояние, превосходящее ширину Волги, благодаря чему устья древних оврагов — бухт Акчагыльского моря — ныне обнаруживаются по другую сторону Волги, под поймой ее левого берега». Понятно, что колебания высоты Жигулей должны были способствовать развитию трещиноватости карбонатных пород, а длительное пребывание выше местного базиса эрозии должно было вызвать интенсивное промывание карбонатной толщи и ее более или менее значительное выветривание.

Обращаясь к вопросу о возрасте доломитовых линз верхнекарбоновой толщи Жигулей, отметим, что по единодушно разделяемому сейчас мнению, впервые высказанному М. Э. Ноинским в 1913 г., образования эти молодые и связаны с кайнозойскими поднятиями и выветриванием мезозойских пород и пермских доломитов, покрывающих C_3. Самое возникновение доломитовых макролинз рисуется следующим образом. При выветривании пирита в мезозойских породах образуется ион SO_4'', который в виде $CaSO_4$ (или $Fe_2(SO_4)_3$) проникает в пермские доломиты и вызывает их раздоломичивание по обратной реакции Гайдингера: $CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4 = 2CaCO_3 + MgSO_4$. Возникающий $MgSO_4$ переносится грунтовыми водами в известняковую толщу C_3, где под влиянием высокого давления (40—60 атмосфер) реакция Гайдингера получает прямое течение:

$$2CaCO_3 + MgSO_4 = CaSO_4 + \underset{\downarrow}{CaCO_3 \cdot MgCO_3}$$

Первоначальные известняки верхнего карбона эпигенетически замещаются вторичными доломитами и возникают те доломитовые макролинзы, которые мы теперь констатируем в нашем профиле. «Я представляю себе, — писал М. Э. Ноинский, — что некогда в палеозойской толще Луки господствовали такие же условия, при которых в верхах толщи, как и ныне, шел процесс раздоломичивания первичных доломитов, а в нижележащих каменноугольных известняках под влиянием поступающих сюда сверху растворов сернокислого магния происходило новообразование доломитов. По мере того, как смывались сверху все большие и большие толщи древнетретичных, а затем мезозойских образований, зона с давлением, достаточным для реакции Пфаффа, постепенно понижалась, но возможно, что на глубине 200—300 сажен ниже уровня Волги реакция эта продолжается и поныне» (стр. 688).

При первом ознакомлении концепция М. Э. Ноинского подкупает не только своей стройностью и логичностью, но и тем, что автором ее найдены непосредственные доказательства раздоломичивания в виде выцветов $MgSO_4$ на пермских доломитах; Ноинский указал также на опыты Пфаффа как на экспериментальное подтверждение того, что при высоких давлениях $MgSO_4$ как будто, действительно, реагирует с $CaCO_3$, давая

доломит. Гипотеза кажется полностью опирающейся на факты, чем и объясняется ее большая популярность, сохранившаяся до сих пор.

Работами последних лет, однако, обнаружены новые обстоятельства, которые заставляют самым внимательным образом остановиться на построениях М. Э. Ноинского.

Я имею в виду установление *грандиозного размаха доломитообразования в толще* C_3, который, очевидно, не был ясен М. Э. Ноинскому и не учитывался в его концепции. А между тем схема эпигенетического происхождения доломитов не может пройти мимо количественной стороны процесса, она обязана объяснить также и ее. Посмотрим, насколько успешно можно сделать это, исходя из идей М. Э. Ноинского.

Допустим, что весь ион SO_4'', получавшийся при выветривании мезозойских пород, поступал в растворе вниз в карбоновую известняковую толщу. Какую массу Mg'' он мог сюда перенести? По указанию М. Э. Ноинского, первоначальная мощность мезо-кайнозоя на Самарской Луке составляла примерно 600 м (300 сажен). Допустим, что содержание пирита в исходных породах равнялось 1%. Такой процент достаточно велик и свойственен лишь глинам, тогда как в разрезе мезозоя Самарской Луки имеется много песков, а C_2 представлен мелом; в обеих этих породах пирит составляет доли процента; стало быть, мы берем содержание пирита с большим запасом. При наших условиях в столбе пород с основанием 1 м^2 и мощностью в 600 м, при объемном весе в 2,6 и содержании серы в 0,5%, будет заключаться 7,8 т серы. При выветривании это даст 23,4 т SO_4'', который перенесет из пермских пород в карбоновые 5,9 т магния. Но средняя доломитность пород C_3 Самарской Луки, как было показано выше, равна 55—63% и, стало быть, магния в них, — считая на столб породы с основанием 1 м^2 и мощностью в 250 м, — около 49—56 т.

Достаточно сопоставить эти цифры, чтобы видеть, что даже *при условии поступления всей пиритной серы мезозойских отложений вниз, в* C_3, *количество перенесенного ею магния оказалось бы во много раз меньшим того, какое потребно для создания реально существующей доломитизации верхнекарбоновых пород Самарской Луки.* Нужно учесть, однако, что наше исходное допущение, будто вся масса SO_4'' от выветривания мезозойского пирита идет вниз в C_3, не отвечает действительности. При окислении пирита в зоне выветривания значительная (если не главная) масса $CaSO_4$ должна была выноситься грунтовыми водами в овражную сеть и удаляться с данной территории, тем более, что условия залегания пород на фасе Жигулевских гор, т. е. на наиболее приподнятой части структуры, были исключительно благоприятны для ее дренажа овражной сетью как на север, в сторону Волги, так и в обратном направлении — на юг, по падению пологого крыла флексуры. Кроме того, проникновение растворов вниз, в пермские (и карбоновые) породы, в начальные стадии размыва мезозойского комплекса едва ли было возможно вообще, если иметь в виду огромную 600-метровую мощность комплекса. Лишь после того, как мезозойская толща была сведена к относительно маломощному пласту (в единицы и первые десятки метров), такое проникновение $CaSO_4$ вниз, в пермские отложения и глубже становилось реальным. Но в таком случае, очевидно, массы SO_4'', участвовавшие в переносе магния в глубокие слои разреза C_3, были совсем ничтожны и, стало быть, вызванная ими *вторичная доломитизация верхнекаменноугольных известняков могла быть явлением минералогического порядка, а не породообразующим региональным процессом, что наблюдается в действительности.* Прямым доказательством справедливости этого вывода являются наблюдения самого же М. Э. Ноинского над распространенностью *вторичных известняков* в пермских породах, образование которых

в его схеме непосредственно сопряжено с доломитизацией глубоких горизонтов карбона. По словам М. Э. Ноинского, вторичные известняки залегают среди пермских доломитов «то в виде отдельных гнезд, то в виде небольших, быстровыклинивающихся прослоев, то, наконец, в виде неправильных зубчатовыклинивающихся залежей» (стр. 661). «В распределении вторичных известняков наблюдается определенная строго выдержанная законность. Они приурочены, по преимуществу, к спаю между пермскими отложениями и вышележащими слоями юрской системы» (стр. 662). Из этой характеристики видно, что вторичная кальцитизация пермских доломитов есть процесс действительно ничтожный и строго локальный. Но тогда, очевидно, и сопряженный с ним процесс вторичной доломитизации карбоновых известняков количественно должен быть по меньшей мере столь же ничтожным («минералогическим»), а вернее, еще более слабо выраженным, поскольку некоторая часть $MgSO_4$ при просачивании вниз, несомненно, попадала в зону грунтовых вод и выбрасывалась наружу, не производя доломитизации.

Как видим, схема эпигенетической доломитизации карбоновых известняков, предложенная М. Э. Ноинским, несмотря на свою стройность и логичность, не объясняет — *и не может объяснить* — количественной стороны явления. Однако схема эта легко допускает модификации. В самом деле, необязательно связывать весь процесс только с выветриванием мезозойского покрова. При выветривании первичных пермских доломитов в растворе появлялся углекислый магний, который, опускаясь вниз, мог бы (говоря вообще) также произвести вторичную доломитизацию карбоновых известняков. Кроме того, при выветривании пермских пород в раствор переходил залегающий среди них гипс, который еще в пределах пермского же горизонта вызывал раздоломичивание некоторой массы доломитов, а возникший $MgSO_4$, спускаясь вниз, обусловливал дополнительную вторичную доломитизацию известняков C_3. Попробуем и в данном случае произвести некоторые количественные подсчеты эффективности предполагаемого процесса.

Мощность доломитов P_2+P_1 на Самарской Луке около 150 м. Принимая объемный вес до выветривания равным 2,8, получаем, что масса их в столбе основанием в 1 м^2 составляет 420 т, а магния в них 54,6 т. Средняя пористость пород C_3 в разрезе Самарской Луки, по данным 874 проб Яблонового оврага, всего 11%, по данным для Могутовой горы — около 15%. Из осторожности допустим, что современная пористость пермских пород выше и равна в среднем 20%. Тогда, очевидно, при выветривании пермских доломитов из них могло быть внесено вниз примерно 11 т магния. Между тем, в колонке C_3 основанием 1 м^2 и мощностью 250 м магния содержится, как указывалось выше, 49—56 т. Опять ясное количественное несоответствие!

Нужно иметь в виду при этом, что при выветривании пермские породы теряли свою массу не только путем растворения, но и путем механической денудации, особенно в русле оврагов, что уменьшало возможное поступление магния в карбонатную толщу C_3 в растворенном состоянии. Наконец, даже и тот растворенный $MgCO_3$, который возникал в результате выветривания, не мог полностью уходить вглубь карбонатной толщи и участвовать в доломитизации известняков C_3, ибо он в значительной мере выбрасывался в Волгу овражной сетью, дренировавшей приподнятую часть массива Самарской Луки. В итоге становится совершенно ясно, что *из запасов магния, мобилизованных при выветривании пермских доломитов и самих по себе совершенно недостаточных для создания современной доломитизации C_3, лишь небольшая часть в действительности могла доставляться известняками C_3 и участвовать в их доломитизации.* Опять количественные подсчеты полностью опровергают теорию эпигенетиче-

ского происхождения доломитов C_3 за счет выветривания вышележащих толщ и переноса магния в известняки C_3. Только отсутствием конкретных представлений о величине средней доломитности пород C_3, о размерах мобилизации магния из пермских доломитов, а также представлений о возможностях переноса его в глубину карбонатного массива можно объяснить живучесть гипотезы о роли пермских и мезозойских пород в образовании вторичных доломитов C_3. Первый же расчет опрокидывает эту гипотезу.

Но если не выветривание вышележащих мезозойских и пермских пород и не поступление из них магния, *то, может быть, выветривание самих карбонатных, первоначально слабодоломитовых известняков* могло привести к местному обогащению их доломитом и к возникновению доломитовых макролинз? При этом сам процесс может мыслиться в двух формах: 1) в виде пассивного обогащения доломитом отдельных участков известняковой толщи за счет выноса из них $CaCO_3$; 2) в виде перераспределения доломита в процессе выветривания путем растворения его в водораздельных частях массива и переотложения в прибортовой части долин и на фасе Жигулевских гор вследствие испарения растворов у поверхности разреза. Подобного рода представления об активной «прибортовой» доломитизации верхнекаменноугольных пород, происходящей еще и в настоящее время, широко распространены среди местных геологов и заслуживают внимательного разбора.

Роль пассивной доломитизации в создании доломитовых макролинз может быть оценена следующим образом. Допустим, что мы имеем кубический дециметр известняка с доломитизацией в 5% и объемным весом 2,7. Это соответствует наличию в породе 13,5 г доломита. При возникновении десятипроцентной пористости пород, из каждых 270 г вещества ее будет вынесено 27 г $CaCO_3$ и, следовательно, доломитность остаточной массы будет составлять $\frac{13,5}{270-27}=5,5\%$, т. е. повысится совершенно ничтожно, всего на 0,5%. Увеличение пористости до 20% даст прирост доломитизации на 1,2%, до 30% — на 2,1%, до 40% — на 3,3%, до 50% — на 5%. Таким образом, известняк потеряет половину своей исходной массы, станет совершенно губчатой породой и все же останется известняком, лишь ничтожно повысив процент своей доломитизации (с 5 до 10%).

Подобного рода расчеты пассивной доломитизации были выполнены мною для всех классов доломитности (табл. 2) и с тем же результатом: *пассивная доломитизация пород за счет выноса из них $CaCO_3$ всегда ничтожна и при наблюдающейся в породах Самарской Луки пористости измеряется немногими процентами, не превосходя 20%.*

На рис. 3 результаты расчетов изображены графически. Ничтожная эффективность пассивной доломитизации на этой диаграмме совершенно наглядна.

Таким образом, пассивная доломитизация за счет выноса $CaCO_3$ ни в коем случае не могла создать тех доломитовых макролинз, какие мы видим в толще верхнего карбона нашего профиля. *Эти макролинзы уже существовали до начала выветривания, которое могло лишь незначительно видоизменить концентрацию в них доломита.*

Нужно иметь в виду, кроме того, что участки с повышенной доломитизацией отнюдь не отличаются повышенной пористостью. Как видно из табл. 3, частота встреч разных классов пористости у всех классов карбонатных пород Яблонового оврага практически одна и та же: наибольшим распространением пользуются породы с пористостью $< 10\%$, меньшим — с пористостью от 10 до 20%, еще меньшим — с пористостью 20—30% и совсем редко встречаются породы с пористостью свыше 30%. Средняя пористость по классам пород также чрезвычайно близка:

Таблица 2

Эффективность «пассивной» доломитизации на 100 см³ пород разной первоначальной доломитности

Исходная порода	Пористость исходной породы (в %)	Убыль $CaCO_3$ (в г)	Доломитность остаточной массы (в %)	Пористость доломита (в %)
Доломит 5%	10	27	5,5	0,5
Кальцит 95%	20	54	6,2	1,2
Исходный объемный вес 2,7	30	81	7,1	2,1
	40	108	8,3	3,3
	50	135	10,0	5
Доломит 15%	10	27	16,6	1,6
Кальцит 85%	20	54	18,7	3,7
Исходный объемный вес 2,7	30	81	21,4	6,1
	40	108	25,0	10,0
	50	135	30,0	15,0
Доломит 40%	10	27	44,4	4,4
Кальцит 60%	20	54	50,0	10,0
Исходный объемный вес 2,7	30	81	57,1	17,1
	40	108	66,6	26,6
	50	135	80	40,0
Доломит 60%	10	28	62,6	2,6
Кальцит 40%	20	56	40,4	10,0
Исходный объемный вес 2,8	30	84	80,4	20,6
	40	912	94,0	34
Доломит 85%	5	14	90	5
Кальцит 15%	10	28	94	9,4
Исходный объемный вес 2,8	15	42	100	15,0

Таблица 3

Встречаемость пористости по классам доломитовых пород Самарской Луки (Яблонового оврага) (в % от суммы образцов в каждом классе пород)

% доломитности	Число образцов	% пород с пористостью				Средняя пористость (в %)	Средняя пористость по всем породам (в %)
		< 10	10—20	20—30	30—40		
0—5	388	50	39	11	—	11	11
5—20	127	67	26	5	2	9	
20—50	130	63	29	5	3	9,6	
50—80	136	47	40	11	2	12,0	
80—95	90	43	31	20	6	14,0	
> 95	3	66	34	—	—	8,3	

у известняков она равна 11%, у слабо доломитизированных известняков — 9%, у доломитизированных известняков — 9,6%, у известковых доломитов — 12,0%, у слабо известковых доломитов — 14%, у доломитов — 8,3%.

Колебания средней пористости столь ничтожны, что практически мы можем говорить об одинаковой величине ее у всех пород. То же самое дает изучение объемных весов по разрезу Могутовой горы (600 образцов). Понятно, что это обстоятельство еще более обесценивает значение пассивной доломитизации в создании современной доломитности разреза верхнекаменноугольных пород Самарской Луки.

Чтобы проверить наличие активной прибортовой доломитизации в результате возможного перераспределения доломита при выветривании верхнекарбоновых пород, на примере Яблонового оврага было сопоставлено распределение доломитов, с одной стороны, в шурфовых разрезах, шедших в зоне максимального выветривания пород непосредственно по склону, с другой — в разрезах буровых скважин, ближайших к этим шурфовым линиям, но вскрывавших менее выветрелую часть тех же самых стратиграфических горизонтов.

В статье Д. А. Виталь, Л. М. Князевой и Е. В. Николаева представлено несколько таких профилей. Из них видно, что лишь очень редко и в виде исключения доломитизация пород действительно возрастает при переходе из глубины карбонатного массива к поверхности склона; как правило же, степень доломитности пачек остается на поверхности склона той же самой, что и в глубине массива, или даже *уменьшается* на склоне; этот последний случай встречается даже чаще, чем случай возрастания доломитизации на склоне. Из всех этих соотношений с совершенной ясностью вытекает, что *никакой активной прибортовой доломитизации верхнекаменноугольных пород на Самарской Луке сейчас не происходит. Овражная сеть режет уже готовые доломитовые макролинзы, и в зависимости от того, в каком месте рассечет линзу поверхность оврага, мы получаем то нарастание, то убывание доломитности вглубь карбонатного массива; бывает также, что доломитность остается постоянной.*

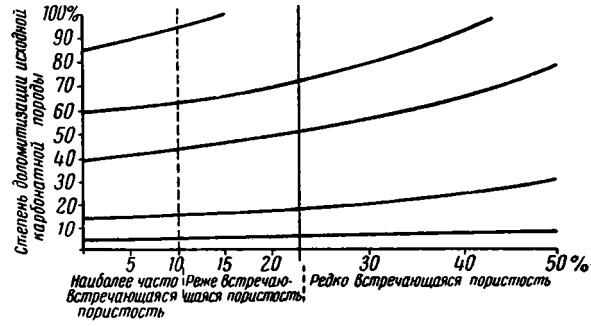


Рис. 3. Изменения степени доломитности карбонатных пород благодаря выщелачиванию $CaCO_3$ с возрастанием пористости (исходная пористость=0).

Итак, в отличие от существующих взглядов, следует признать, что *вторичная доломитизация при выветривании как покрывающих пород, так и самой верхнекарбоновой толщи никак не могла создать ни тех доломитовых макролинз, ни той общей высокой степени доломитности, какие в действительности характерны для толщи C_3 Самарской Луки.* В частности, доломитизации как *активного процесса созидания доломита или перераспределения его* — в ходе выветривания, повидимому, вообще не было. Единственно возможной при выветривании была доломитизация пассивная — вследствие выноса кальцита из пород C_3 и накопления в остатке доломита. Но, как показывают расчеты, при тех значениях пористости, какие действительно наблюдаются в *верхнекарбоновых породах Самарской Луки, эта пассивная доломитизация имеет совершенно подчиненное, третьестепенное значение.* Она создала лишь легкие нюансы в той картине залегания доломитов, какая существовала и до выветривания палеозойских пород.

Понятно, что выводы относительно доломитизации верхнекарбоновых известняков в период кайнозойского выветривания приложимы и к периоду раннемезозойских поднятий и эрозии. Неосвещенным с интересующей нас точки зрения остается лишь промежуток от среднеюрской эпохи до верхнесаратовского времени включительно, отвечающий длительной эпохе погружений. До сих пор этот отрезок времени не привлекал к себе внимания исследователей. А между тем, после работ гидрогеологов Н. К. Игнатовича, К. В. Филатова, Т. П. Афанасьева (1951)

и других, установивших гидрохимическую зональность подземных вод платформенных депрессий, именно этот период погружений и должен прежде всего исследоваться как один из возможных периодов активной эпигенетической доломитизации карбонатных пород C_3.

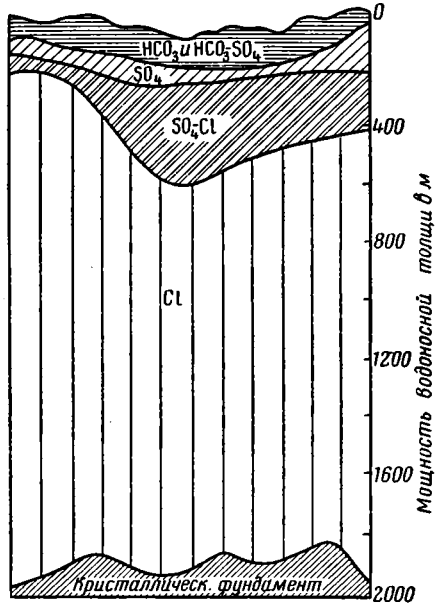


Рис. 4. Схема соотношения гидрохимических зон (по Т. П. Афанасьеву).

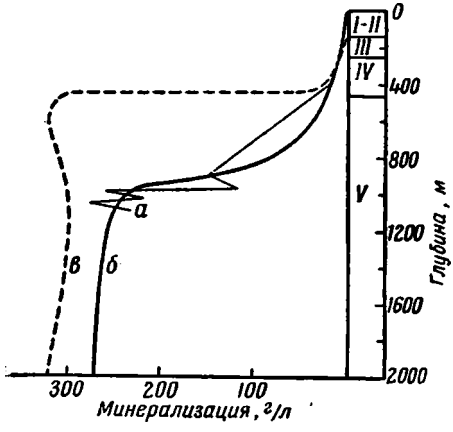


Рис. 5. Схема соотношения минерализованных подземных вод и предельной растворимости минерализующих их солей (по Т. П. Афанасьеву).

Зоны: *I* — HCO_3 (гидрокарбонатная); *II* — HCO_3 — SO_4 (гидрокарбонатно-сульфатная); *III* — SO_4 (сульфатная); *IV* — SO_4—Cl (сульфатно-хлоридная); *V* — Cl (хлоридная). *а* — изменения минерализации воды по частным определениям; *б* — усредненная кривая минерализации воды; *в* — насыщение воды сульфатами и хлоридами.

Гидрохимическая зональность подземных вод депрессий состоит, как известно, в том, что по мере углубления в толщу пород содержащиеся в них воды оказываются все более минерализованными, переходя, в конечном счете, в рассолы, причем сам гидрохимический тип вод последовательно меняется от гидрокарбонатного к гидрокарбонатно-сульфатному и хлоридному. На рис. 4 и 5 воспроизведены диаграммы такого рода гидрохимической зональности, опубликованные Т. П. Афанасьевым (1951) применительно к Среднему Поволжью.

Верхнюю часть разреза занимают зоны *гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных вод*; они имеют совокупную мощность не более 100—150 м и лежат не более чем на 50 м ниже уровня крупных рек. Их минерализация колеблется от 0,2 до 1,5 г на литр, причем основными компонентами солевой массы являются $CaCO_3$, $MgCO_3$ и (на большей глубине) $CaSO_4$. Зона *сульфатных вод*, мощностью 30—150 м, углубляется не ниже, чем на 300 м от поверхности; ее минерализация составляет 1,5—4,5, редко 6,0 г/л, а главный солевой компонент —$CaSO_4$. *Сульфатно-хлоридная зона* лежит не ниже, чем на 500 м от поверхности и имеет мощность от 30 до 350 м; ее основные солевые компоненты — $CaSO_4$+NaCl; минерализация 3—25 г/л, редко 28 г/л. Наконец, *хлоридная зона* занимает всю остальную часть осадочной толщи платформенных депрессий общей мощностью 1500—2000 м; минерализация ее колеблется от 10 до 300 г/л, главный солевой компонент — NaCl, но с глубиной во все возрастающей массе появляются $CaCl_2$ и $MgCl_2$, составляющие до 60—75 г/л. Заметим, что глубины зон, приведенные выше, относятся только к Среднему Поволжью; в других частях платформы они могут в 2—3 раза превышать названные пределы.

Происхождение описанной гидрохимической зональности подземных вод Русской платформы разными гидрогеологами толкуется различно: метаморфизацией погребенных вод в результате обменных реакций с вмещающими, главным образом глинистыми породами (А. Н. Бунеев и др.); подземным испарением воды (М. П. Альтовский); наконец, гравитационным расслоением солей (вернее, ионов), находящихся в воде (К. Ф. Филатов).

Не входя в обсуждение этой специальной проблемы, отметим лишь, что согласно всем гипотезам существование указанной гидрохимической зональности неразрывно связано с континентальными условиями, с промывом верхних горизонтов осадочной толщи грунтовыми водами, дренирующимися речной сетью. При погружении региона под уровень моря зона пресных вод исчезает и гидрохимическая зональность упрощается за счет повышения минерализации ее в верхних участках. Это обстоятельство и представляет для нашей проблемы существенный интерес.

К концу пермской эпохи, в результате накопления толщи пермских доломитов, карбонатные породы верхнего карбона оказались на значительной глубине; под влиянием разных факторов, таких, как подземное испарение, обменные реакции и т. д., заключенные в них воды приобрели, вероятно, заметную минерализацию. В начале мезозоя, в период поднятий и эрозии, верхнекарбоновые породы благодаря промыву эрозионной сетью должны были потерять свою минерализованную воду и войти в зоны гидрокарбонатно-сульфатных или даже гидрокарбонатных вод. При новом погружении в мезозое эти поверхностные малосоленые воды неизбежно должны были испытать прогрессирующее осолонение, частью за счет подъема уровня более глубоких соленых вод, частью за счет поступления солей сверху, из морского бассейна. При этом новом осолонении в один из моментов перехода сульфатных вод в хлоридно-сульфатные неизбежно должна была произойти садка доломита, подобно тому, как она происходила при аналогичном осолонении древних поверхностных лагун. Таким образом, *в результате изменений гидрохимического режима подземных вод, пропитывавших верхнекарбоновые породы, в один из моментов мезозойской истории, несомненно, имела место активная эпигенетическая доломитизация этих пород, связанная с реальным новообразованием в них доломита.* Но какова была интенсивность этой активной эпигенетической доломитизации?

Крайне небольшая, даже ничтожная. При пористости пород в 10—12% масса воды, способная осадить новые порции доломита, была, понятно, невелика, не свыше 4—5% от веса породы, количество же осажденного доломита — во много раз меньше, ибо основная масса магния находилась в хлоридной форме и в реакции не участвовала. Стало быть, и *реальная эпигенетическая доломитизация верхнекарбоновой известняковой толщи в период мезозойских погружений Самарской Луки не могла создать тех доломитовых макролинз, какие в ней сейчас существуют.*

Выполнение доломитом пор, появление доломитовых оторочек по трещинам, когда неполноразвитые ромбоэдры доломита тонким слоем облекают трещины, полное залечивание трещин с образованием доломитовых прожилков — вот, повидимому, и все, что было создано мезозойским эпигенетически новообразованным доломитом в нашей толще.

Резюмируя возможности вторичной доломитизации верхнекарбоновых пород за все длительное послепалеозойское время их существования, приходим к выводу, *что этот процесс никак не мог создать ни той общей высокой доломитности их разреза, ни тех доломитовых макролинз, какие в этом разрезе имеются.*

Неизбежен вывод, что *современные доломитовые макролинзы в разрезе* C_3^{1b}, C_3^{1c} и C_3^{1d} *представляют собою весьма древнее образование и связаны, в основном, с эпохой диагенеза карбонатных осадков верхнекаменноугольного бассейна, стоявшего на территории Самарской Луки.*

Попробуем конкретнее представить себе сущность протекавших тогда процессов.

3. О СУЩНОСТИ ПРОЦЕССОВ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИИ ВЕРХНЕКАРБОНОВЫХ ПОРОД САМАРСКОЙ ЛУКИ

При истолковании процесса образования диагенетических доломитовых макролинз в разрезе верхнего карбона Самарской Луки можно идти различными путями.

Можно представить себе, например, что в исходном известковом илу вообще не было ни доломита, ни $MgCO_3$, или что они содержались в ничтожно малом количестве. Но в ходе диагенеза магний путем диффузии подтекал в ил из придонной воды и в осадке за счет него возникал доломит и формировались сложенные им макро- и микролинзы. Так именно толкует процесс Г. И. Теодорович (1950). При таком понимании диагенетическое происхождение имеют как само вещество — доломит, так и форма его залегания.

Но возможен и иной ход процесса. Основная соль углекислого магния ($MgCO_3 \cdot nMg(OH)_2 \cdot mH_2O$) вносилась в карбонатные илы верхнекаменноугольного моря Самарской Луки уже в ходе химико-биологического осаждения ее из морской воды. В илу произошло усреднение этой основной соли и ее преобразование в доломит, который стянулся затем в локально ограниченные участки и сформировал современные доломитовые макролинзы. В этой концепции, выражающей суть воззрений В. Б. Татарского (1937), роль диагенеза уже меньше и заключается в изменении химико-минералогической формы внесенного материала и в перераспределении его в осадке с возникновением новой формы залегания (макролинз). Можно, наконец, допустить, что практически вся масса заключенного в верхнекарбоновых породах доломита осела непосредственно из воды бассейна химическим путем. Но доломит первоначально был диффузно и более или менее равномерно распределен в осадке, образуя на разных уровнях разреза C_3 разные концентрации: в горизонтах C_3^{1b} и C_3^{1c} — пониженную, в горизонтах C_3^{1d-e} — повышенную. В ходе диагенеза в каждом горизонте произошло перераспределение доломита: он сконцентрировался в одних участках, образовав макро- и микролинзы, и ушел из других. Одновременно произошло сопряженное с доломитом перераспределение $CaCO_3$, который был вытеснен из участков образования доломитовых макролинз и осел в промежуточных пространствах, содействуя образованию здесь плотных перекристаллизованных разностей известняков.

При таком понимании сути дела роль диагенеза сводится не к созданию вещества или его минералогической формы, а к изменению формы его залегания в карбонатной толще.

Изложенные концепции как будто исчерпывают логически возможные решения проблемы диагенетического образования доломитовых макролинз в разрезе верхнего карбона Самарской Луки. Но выбрать среди них ту, которая отвечает действительному ходу процесса, не легко, и в настоящее время возможно лишь с известной долей вероятности.

Наибольшие трудности свойственны концепции, допускающей формирование доломита в диагенезе за счет диффузного подтока магния из придонной воды в илы. Каков физический механизм, способный вызвать этот подток? Можно было думать, что движущим фактором является

в данном случае реакция Гайдингера между известковым илом и $MgSO_4$ грунтового (илового) раствора:

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightarrow CaSO_4 + \underline{CaCO_3 \cdot MgCO_3}\downarrow$$

Извлечение таким путем магния из грунтового раствора создавало пониженную его концентрацию в илу, что и являлось непосредственной причиной подтока $MgSO_4$ из придонной воды.

Но реакция Гайдингера, как теперь доказано экспериментально М. Г. Валяшко с сотрудниками, *протекает только тогда, когда $CaSO_4$ в растворе достиг насыщения, почему появляющийся при реакции Гайдингера гипс и выпадает в осадок.* Морская же вода, как известно, весьма далека от насыщения $CaSO_4$, тем более — вода иловая, из которой SO_4'' удаляется в большей или меньшей степени бактериями десульфатизаторами. Все это доказывает, что *натягивания магния из придонной воды в ил по реакции Гайдингера не происходило и не могло происходить.*

Можно, однако, представить себе другой механизм поступления Mg из придонной воды; он впервые предложен мною в 1947 г. для современного Каспийского моря. При резком возрастании щелочного резерва в иловой воде (что доказано С. В. Бруевичем) доломитовое вещество достигает насыщения и садится, доломитизируя карбонатный ил. Удаление таким путем магния из грунтового раствора могло служить причиной подтока его из придонной воды в ил. Нужно иметь в виду, однако, что рост щелочного резерва в грунтовом растворе илов происходит благодаря увеличению количества CO_2, возникающей в диагенезе за счет распада органического вещества илов. А так как запасы последнего в илах — особенно карбонатных — ничтожны, то, стало быть, и генерация диагенетического доломита указанным путем может идти в совершенно ничтожных размерах.

Отдельные кристаллы доломита, доломитовые пятна, конкреции — вот и все, пожалуй, что может возникать в диагенезе описанным способом. Создать же доломитизацию того огромного масштаба, какую мы видели в верхнекарбоновой толще Самарской Луки, таким путем невозможно.

Таким образом, *подток магния из придонной воды в ил, как путь диагенетического доломитообразования, не может приниматься во внимание. Магний для образования доломита должен поступать в осадок только в процессе седиментации прямо из воды.* Это положение можно в настоящий момент рассматривать, как единственно возможное. Речь может идти лишь о том, в какой форме поступал в осадок магний из воды: прямо ли в виде доломита или в виде основной соли углекислого магния?

Выбор между этими двумя возможностями может быть сделан пока условно; при этом мы основываемся на идее необратимого развития карбонатообразования в истории Земли. Мне представляется, что в верхнекаменноугольную эпоху при повышенном щелочном резерве морской воды (вследствие большого содержания CO_2 в атмосфере) доломитовое вещество в морской воде было близко от насыщения (Страхов, 1951). При всякой сколько-нибудь выраженной изоляции части бассейна — в виде ли краевой (окраинной) лагуны или в виде полуотшнурованного участка на крупной отмели среди открытого моря, — в условиях, когда температура воды и ее соленость повышались под влиянием усиленного испарения, доломитовое вещество входило в фазу пересыщения воды и начинало осаждаться химическим путем. Чем длительнее в годичном цикле седиментации были моменты такого пересыщения, тем большей оказывалась подмесь доломита в карбонатных илах данного полуизолированного участка моря. Выпадавший доломит первоначально был, конечно, диф-

фузно рассеян в карбонатном илу, но в диагенезе происходило его перераспределение и концентрация в макро- и микролинзы. Чем больше была первоначальная доломитность осадка, тем крупнее были возникавшие микролинзы.

Обращаясь к конкретным условиям верхнекарбонового бассейна Самарской Луки и прилежащих мест, нетрудно убедиться в том, что эти условия были благоприятны для создания отмелей и полуизолированных участков воды среди них. Это был бассейн чрезвычайно мелководный, с глубинами не свыше 3—4 десятков метров, а часто, вероятно, даже меньше. На такие глубины указывает ряд признаков: обилие водорослей синезеленых и сифонниковых, обитающих на глубине не свыше 50 м; детритусовая природа органогенных известняков, обязанная работе волнений, доходивших до дна; опрокинутое залегание одиночных кораллов, также свидетельствующее о силе волнений; иногда ориентированное расположение фузулин в прослоечках. Вместе с тем, дно не было абсолютно ровным: в нем слабые повышения сменялись небольшими впадинами; на первых накоплялись преимущественно органогенные разности (детритусовые), на вторых — преимущественно пелитоморфный, химически осажденный карбонат. При незначительном восходящем движении это дно легко превращалось в обширную отмель, нечто вроде современной Багамской банки, с системой низменных островов и полуизолированных водных котловин между ними, в которых вода испытывала большее или меньшее осолонение. Имеются и прямые доказательства наличия такого геоморфологического режима. Восточнее нашего района у с. Красная Глинка бурением в конце 30-х годов среди карбонатных пород C_3^{1b} и C_3^{1c} были вскрыты линзы гипсов, которые могли возникнуть только при наличии среди островного участка полуизолированной бухты, аналогично ситуации, наблюдающейся в современном оз. Балхаш, у которого в заливах одного из островов отлагается тенардит. Осолонение, позволившее возникнуть в бухте у Красной Глинки гипсу, было, конечно, высоким. При гораздо меньшем осолонении, возникавшем в то время, когда вся территория Самарской Луки оказывалась внутриостровным бассейном, садился не гипс, а доломит в большем или меньшем изобилии. В начале верхнекарбоновой эпохи (C_3^{1a-b}) изоляция основной массы Самарской Луки и осолонение бассейна были слабы и, соответственно, доломитоосаждение было умеренным. К концу этой эпохи изоляция, а также и доломитоосаждение возросли.

Такой фациальный характер и такая эволюция верхнекаменноугольного бассейна Самарской Луки ясно доказываются его фауной, на что уже давно с полным основанием указывал М. Э. Ноинский. Им было установлено «резко выраженное и притом почти правильно нарастающее обеднение фауны по направлению от основания верхнекаменноугольной толщи к ее верхам, обеднение, которое отражается, но далеко не равномерно, на всех главных группах». «Если бы дело зависело лишь от явлений перекристаллизации пород и вообще от метаморфизации их, — писал М. Э. Ноинский, — то, очевидно, все группы пострадали бы при этом более или менее равномерно, на деле же мы видим, что в то время, как некоторые группы, например мшанки и брахиоподы, пропадают почти целиком, другие, как корненожки, гастроподы и пластинчатожаберные, представлены в верхах толщи относительно большим еще числом форм. Точно так же, если мы возьмем одну какую-либо группу, например тех же брахиопод, то увидим, что в то же время как такие крупные, толстостворчатые формы, как спириферы типа *Sp. jigulensis*, *Sp. rectangulus* Kut., *Productus inflatus*, абсолютно отсутствуют в верхах толщи, тонкостворчатые и относительно небольшие меекеллы, напротив, встречаются часто».

«Одновременно с общим обеднением фауны в верхних горизонтах карбона Луки наблюдается также и совершенно очевидно выраженное измельчение ее представителей; мы находим здесь почти исключительно мелкорослые, так сказать, карликовые формы, что особенно резко бросается в глаза, если рассматривать такие группы, которые, как, например, Pleurotomariidae и Bellerophontidae, ранее давали, напротив, очень рослые виды. Факт этот, конечно, уже никак нельзя связывать ни с позднейшей метаморфизацией отложений, ни с дефектностью сборов».

«Нужно думать, следовательно, что оскудение и измельчение фауны в верхах карбона Луки не просто лишь кажущееся или вторичное явление, а действительный изначальный факт, причину которого нужно искать в свойствах породившего эти осадки бассейна, т. е. мы должны предположить, что вслед за отложением слоев со *Sp. jigulensis* в данном отрезке верхнекаменноугольного моря появились некоторые неблагоприятные для прежнего населения условия, которые затем накоплялись все более и более» (стр. 672).

Сущность этих неблагоприятных условий как раз и состояла в прогрессирующем осолонении бассейна, что сказалось в C_3 все возрастающим осаждением доломита из воды, а в нижнепермское время привело к отложению гипсов среди доломитовых пород.

В самые первые моменты верхнекаменноугольной эпохи вода островного бассейна Самарской Луки не так далеко ушла по пути осолонения от тогдашней нормальной морской воды и потому органический мир еще не реагировал ясно на это осолонение. Но его уже было достаточно, чтобы подвести доломитовое вещество к точке насыщения и обусловить начало садки доломита из воды. Особенно большую роль играли при этом, вероятно, водоросли. При интенсивном фотосинтезе pH резко возрастал и это явилось — на базе некоторого общего осолонения — мощным дополнительным фактором доломитоосаждения в начальную стадию верхнекарбоновой эпохи (C_3^{1a-c}). Что фауна не реагирует молниеносно на всякое изменение солености, показывает пример современного Красного моря. Соленость его достигает 4,2%, т. е. на 20% выше океанской нормы (3,5%), но фауна его еще типичная нормально морская; даже колониальные кораллы еще сохраняются. В условиях верхнего карбона, когда доломитовое вещество в нормально морской воде было близко к насыщению, оно, видимо, было более чувствительно к изменению солености, чем органический мир, и начинало садиться раньше, чем происходили серьезные изменения в составе фауны. С прогрессирующим осолонением доломитоосаждение усиливалось, и скоро эту изменившуюся обстановку начала чувствовать и фауна, ряд стеногалинных групп которой в конце карбона стал вымирать.

4. ОБЩАЯ СХЕМА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ДОЛОМИТОВЫХ МАКРОЛИНЗ В ВЕРХНЕКАРБОНОВОЙ ТОЛЩЕ САМАРСКОЙ ЛУКИ

В свете изложенного история образования доломитовых макро- и микролинз в верхнекарбоновой толще Самарской Луки выглядит существенно отлично от того, как она трактовалась до сих пор М. Э. Ноинским и другими исследователями.

Доломитизация верхнекаменноугольных отложений в своих главнейших и решающих чертах, как с количественной стороны, так и по формам залегания, связана с моментами осадкообразования и диагенеза, т. е. превращения осадков в породу (рис. 6). При этом доломит как минерал осаждался непосредственно из воды островного и несколько изолированного моря, стоявшего на территории Самарской Луки и на соседних участках. В диагенезе первоначально диффузно-рассеянный доломит пере-

распределился и образовал в основных чертах те макро- (и микро-) линзы доломитовых пород, какие мы видим в настоящее время в разрезе C_3^{1b-d} Самарской Луки. В раннемезозойский период поднятий и денудации породы C_3 были близко подведены к дневной поверхности, а в западной части Луки даже размывались и выветривались. В это время наряду с возникновением трещин, каверн и некоторой пористости пород имела место и некоторая пассивная доломитизация, вызванная выносом из пород части $CaCO_3$. Но эти процессы и изменения имели место только в западной части Луки, где породы C_3 действительно обнажались, и затухали в направлении к востоку. В период мезозойских погружений, со средней юры до палеоцена включительно, карбонатные толщи были обводнены подземными водами, прогрессивно осолонявшимися, причем в процессе осолонения эти толщи, несомненно, приобрели некоторую массу эпигенетически образованного доломита. Но масса эта количественно была ничтожна и пошла на залечивание пор и открытых трещин в породах. В период третичных и четвертичных поднятий карбонатная толща C_3^{1b-d} подверглась еще большему выветриванию, чем в раннемезозойское время. Однако это выветривание, как и раннемезозойское, не привело к новообразованию доломита, а сопровождалось лишь пассивной доломитизацией, обусловленной выносом и перераспределением кальцита. При современной пористости пород C_3^{1b-d} и эта пассивная эпигенетическая доломитизация оказала лишь ничтожное влияние на формы залегания доломита, приобретенные им еще в ходе седиментации и диагенеза.

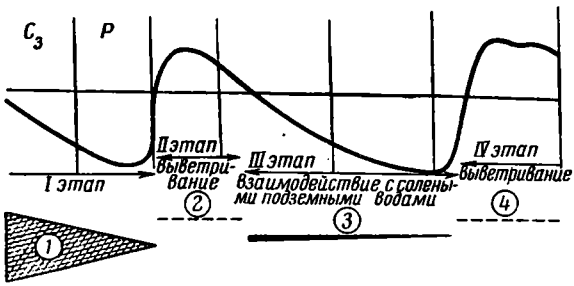


Рис. 6. Схема формирования доломитовых макролинз C_3 Самарской Луки.

1 — диагенетическое перераспределение доломита и образование доломитовых макролинз C_3 Луки; *2* — пассивная доломитизация западной части C_3 Луки за счет выноса $CaCO_3$; *3* — активная эпигенетическая доломитизация за счет осаждения доломита из соленых подземных вод (закрытие пор и окаймление трещин); *4* — пассивная доломитизация вдоль всей Самарской Луки за счет выноса $CaCO_3$. Ширина обозначения *1*, *2*, *3*, *4* передает приблизительное значение процессов активной и пассивной доломитизации.

Придерживаясь терминологии, введенной в моей обобщающей статье в этом сборнике, линзовидно залегающие пятнистые метасоматические доломиты C_3 Самарской Луки следует именовать седиментационно-диагенетическими, а не эпигенетическими, как в свое время полагал М. Э. Ноинский.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Т. П. О геохимии подземных вод Среднего Поволжья. Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем Акад. наук СССР, 1951, 10.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 1. Доклады. М., 1952.

Москвитин А. И. Геологическая история Жигулевских гор. Природа, 1952, № 7.

Ноинский М. Э. Самарская Лука. Тр. Общ. естествоисп. при Казанск. унив., 1913, 15, вып. 4—6.

Страхов Н. М. Известководоломитные фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер., № 45.

Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломитов. Зап. Всеросс. мин. общ., 1937, ч. 66, вып. 4.

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

С. Г. ВИШНЯКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучению условий образования доломитовых пород уделено, пожалуй, внимания больше, чем какой-либо другой группе осадочных горных пород. Однако уровень наших знаний по этому вопросу еще далеко не может удовлетворить современные требования науки и в особенности практики. Кроме того, в этой области существует большой разрыв между теоретическими познаниями и практическим приложением их. Поэтому геолог, изучающий доломиты как горные породы или как полезные ископаемые, не может в достаточной мере быть уверен, с каким генетическим типом доломитовых пород он имеет дело в том или ином конкретном случае. Автору данной статьи не раз приходилось убеждаться в существенном практическом значении генезиса доломитовых пород при поисках месторождений или геологическом картировании доломитов и известняков. Лишь в самое последнее время работами Г. И. Теодоровича и Н. М. Страхова вопрос доломитообразования продвинут значительно вперед.

Произведенные нами полевые наблюдения и обработка собранного фактического материала по карбонатным породам в пределах Ленинградской и смежных с ней областей, а также просмотр шлифов доломитовых пород разного возраста позволяют внести некоторые пояснения и дополнения к столь сложному вопросу доломитообразования и диагностики генетических типов доломитовых пород.

В предлагаемой статье основное внимание уделено эпигенетическим доломитам.

Первая задача данной статьи сводится к доказательствам весьма широкого распространения эпигенетического доломитообразования, по крайней мере в пределах Северо-Западной окраины Русской платформы.

Характер основных природных факторов, обусловливающих процессы эпигенетической доломитизации, и наблюдаемые факты, в противоположность установившимся в последнее время взглядам в сводной литературе, позволяют нам высказать мнение, что распространение эпигенетических доломитов и значение процессов поверхностной доломитизации явно недооцениваются.

Второй задачей в данной статье является выделение характерных диагностических признаков отдельных генетических типов доломитовых пород с тем, чтобы приблизиться к возможности их распознавания в поле и в лаборатории.

Кроме того, в статье освещаются вопросы генезиса эпигенетических типов доломитов, взаимная связь отдельных их генетических типов, распределение карбонатных пород Ленинградской области и некоторые другие вопросы.

2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТОЯНИИ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

Согласно современным представлениям о процессах доломитообразования выделяются три основных генетических типа доломитовых пород: 1) доломиты, накопившиеся в результате выпадения минерала доломита непосредственно из морской воды; 2) доломиты, образовавшиеся путем перерождения известнякового ила на морском дне; 3) доломиты, получившиеся из известняков при воздействии на них подземных вод. Допускается возможность образования доломитизированных известняков (но не доломитов!) также из магнийсодержащих раковин организмов. В исключительных случаях теоретически допустимо образование доломитов при выщелачивании $CaCO_3$ из доломитизированных известняков (остаточные доломиты). Несомненно, существуют обломочные доломиты.

В зависимости от взглядов разных исследователей существуют крупные разногласия в оценке роли различных теорий доломитообразования.

Рассмотрим весьма кратко некоторые из развитых в литературе представлений, касающихся образования трех главнейших указанных генетических типов доломитовых пород.

I. Первичные хемогенные или, как мы будем их называть, протогенные доломиты (воспользуемся термином, предложенным Науманом в 1858 г. для обозначения различных первичных пород). Относительно возможности образования этих доломитов существуют самые разнообразные мнения, основанные как на экспериментальных исследованиях, так и на наблюдениях над современными осадками или древними доломитовыми горными породами. Из давно известных результатов лабораторных опытов, касающихся образования доломитов как хемогенных осадков, делаются довольно различные и даже противоречивые выводы.

Шеерер (Scheerer, 1907), Шпангенберг (Spangenberg, 1913), Пфафф (Pfaff, 1903, 1907), Линк (Linck, 1909) и др., производившие многочисленные опыты с искусственно приготовленными растворами различных солей Ca и Mg, а также с выпариванием морской воды, с прибавлением к ней растворов Ca, Mg $(NH_4)_2CO_3$ и воздействием на нее CO_2 при различных температурах и давлении, получали в осадке магнийсодержащие соли, принимаемые за доломит. Однако при последующих исследованиях более совершенными методами эти осадки оказались не доломитом, а механическими смесями $CaCO_3$ с солями Mg.

На основании опытов с рапой крымских соляных озер Н. С. Курнаков и С. Ф. Жемчужный (1917) допускают возможность образования доломитов при смешении морской и речной воды и взаимодействии $Ca(HCO_3)_2$ с $MgSO_4$. Однако В. Б. Татарский (1937, 1939) обращает внимание на то, что в подобных условиях карбонат магния образует растворимую соль состава $MgCO_3 \cdot H_2O$, которая не способна давать изоморфные соединения с $CaCO_3$.

Ввиду неясности и запутанности вопроса о том, что же именно возникает при медленном испарении природной воды, питаемой растворами $CaCO_3$ и $MgCO_3$, Н. М. Страховым совместно с Д. А. Виталь была вновь поставлена серия опытов со смесями солей, отвечающими солям озер содового типа — оз. Балхаш, зал. Кара-Богаз-Гол и др. Опыты длились 9 месяцев, по истечении которых осадок из чашек (32 чашки) подвергался химическому, оптическому и термическому анализам.

О результатах опытов Н. М. Страхов (1951) пишет следующее:

«Итак, по всей совокупности приведенных данных можно считать установленным, что в наших опытах, являвшихся проверкой серии прежних неудачных экспериментов и в максимальной степени приближенных к природной обстановке, *непосредственно из раствора, путем его испаре-*

ния, доломит не осаждается. Вместо доломита садятся смеси $CaCO_3$ и основных солей $MgCO_3$ переменного состава. Чем же объясняется эта невозможность получения доломита в эксперименте, наиболее отвечающем современным природным условиям? Причина лежит, возможно, в том, что при испарении давление CO_2 в растворах, особенно содержащих соли и имеющих повышенную температуру, недостаточно высоко (ниже, чем 0,0004), что и заставляет $MgCO_3$ при его наклонности давать гидратированные основные соли, оседать именно в такой форме. В иле, в процессах диагенеза, давление CO_2, как известно, увеличивается, и это обстоятельство ведет, с одной стороны, к полному усреднению углекислого магния, а с другой — к перераспределению вещества и к образованию доломита» (стр. 45).

Хотя физико-химические условия образования доломита в лабораторной обстановке, приближающейся к природным условиям, остаются далеко еще не выясненными, все же большинство исследователей считает, что плотные пелитоморфные доломитовые породы представляют химические осадки нормальных морских или осолоненных и усыхающих водоемов. Такой вывод в особенности вытекает при изучении комплекса древних соленосных отложений, где доломиты занимают вполне определенное положение в разрезе среди других, заведомо хемогенных осадков. Как известно, во многих хорошо изученных соляных месторождениях (Приуралье, Донбасс и др.) в основании залегают тонкозернистые хемогенные, реже — органогенные известняки, за ними следуют микрозернистые доломиты, а выше их — гипсы или ангидриты, нередко с доломитами, которые покрываются каменной солью. Эта последовательность нередко в различной степени нарушена или осложнена вследствие прекращения осадкообразования солей на более ранних стадиях: на стадии гипса, доломита или даже кальцита.

Так, Л. В. Пустовалов считает, что микрозернистые доломиты каширских отложений Верхнего Поволжья представляют типичные хемогенные осадки, «. . . образование которых протекало при особо высокой концентрации солей в морской воде» (1937, стр. 66).

Н. М. Страхов (1951) рисует условия образования доломитов в следующем виде. Вначале происходит осаждение $CaCO_3$; по мере возрастания солености в лагунах в составе карбонатных минералов непрерывно возрастает роль доломита и уменьшается роль кальцита. В дальнейшем ходе процесса начинают прогрессивно осаждаться сульфаты кальция (подробнее см. статью Н. М. Страхова в настоящем сборнике).

Таким образом, современное состояние наших знаний в отношении условий образования протогенных доломитов в общих чертах таково:

1) До сего времени в лабораторной обстановке, сходной с природными условиями, не получен доломит в осадке из морской воды или из искусственных солевых смесей, приближающихся по составу и концентрации к морской воде.

2) Хемогенное происхождение доломитовых пород не вызывает сомнений в тех случаях, когда они ассоциируют с другими хемогенными образованиями, с которыми они находятся в парагенетической связи.

3) Существуют доломиты, образовавшиеся на дне водоемов путем превращения известкового ила или не совсем сформировавшегося известняка в доломит. Часто их называют диагенные или диагенетические доломиты. Доломитообразование происходило непосредственно под воздействием солей морской воды или воды, находящейся в иле.

II. На основании экспериментов, проведенных еще в конце прошлого и в начале текущего столетия, ряд исследователей приходит к заключению, что доломиты образуются в водоемах типа лагун благодаря действию весьма соленой морской воды на известковый ил при повышенной температуре

или значительном давлении (более 60 атмосфер и 60°, по результатам опытов).

В известной своей работе Б. П. Кротов (1925) пишет, что доломиты получаются путем изменения известнякового ила на дне лагун или мелководных морских бассейнов действием концентрированной морской воды при обыкновенной температуре и нормальном давлении; химические процессы доломитизации идут по реакции Гайдингера или Мариньяка.

Н. Н. Смирнов, занимаясь петрографическим изучением подмосковного карбона, приходит к заключению, что доломиты и доломитизированные известняки среднего и верхнего карбона образовались в результате действия магнезиальных солей морской воды на свежий известковый осадок в мелководных морских бассейнах (1930).

Устанавливая генетическую связь между нефтяными месторождениями и доломитами, В. Б. Татарский (1937) считает, что образование доломитов в морских осадках могло идти без значительной концентрации магниевых соединений под действием углекислого аммония, получавшегося при разложении органических веществ в иле. При этом он полагает, что при наличии небольших количеств органических веществ будет образовываться кальцит, а при значительных — доломит. Магний осаждается сначала в виде гидроокиси или основной углекислой соли, которые при уплотнении и изоляции осадка от морской воды обезвоживаются и переходят в среднюю углекислую соль, образующую с молекулой $CaCO_3$ доломит.

Однако весьма трудно себе представить, чтобы основной углекислой соли и гидроокиси магния выпало в осадок ровно столько, сколько необходимо их для доломита как горной породы, образование которого осуществляется при процессах диагенеза без притока новых порций вещества. В этом случае вполне естественно было бы ожидать, что наряду с известковистыми доломитами также должны быть распространены в различной степени магнезитовые доломиты, что в действительности наблюдается лишь в осадках высокой степени осолонения (Страхов, 1951).

Г. И. Теодорович (1942, 1945) в работах, посвященных процессам доломитообразования в верхнем палеозое Приуралья, указывает, что «наиболее распространенными являются доломиты замещения, образовавшиеся в период диагенеза осадка. Менее распространен доломит, возникший в период жизни сформировавшейся породы».

В доказательство образования диагенных доломитов им приводятся реликтовые органогенные, оолитовые и другие структуры.

В работе 1950 г. Г. И. Теодорович еще резче подчеркивает, как основной путь, образование доломитов в стадию диагенеза. Он выделяет доломиты нормально-морские и доломиты осолоненных лагун, которые связаны между собой переходными разностями.

В монографии по известково-доломитовым фациям Н. М. Страхов (1951) пишет, что можно считать доказанными, а частью весьма вероятными три существенно различных типа доломита:

«I. Доломит обломочный.

II. Диагенетический доломит в широком смысле слова, возникший за счет:

а) увлечения $MgCO_3$ осаждающимся $CaCO_3$ из пересыщенных его растворов;

б) садки $Mg(OH)_2$ и основных солей $MgCO_3$ под влиянием резкого повышения pH в местах обильного развития подводных растений;

в) вноса $MgCO_3$ в осадок с раковинами организмов.

III. Собственно диагенетический доломит в узком смысле слова, связанный с карбонатным режимом иловых вод» (стр. 137).

Такими путями, по мнению Н. М. Страхова, в современных морях и океанах может образоваться лишь весьма незначительная примесь

доломита в осадке, или могут быть обогащены этим минералом только весьма ограниченные участки.

Исключительный интерес представляет вывод Н. М. Страхова относительно эволюции морского доломитообразования, вызванной ходом биологической эволюции и ходом истории земной коры вообще. Как видно из его рис. 135 (1951, стр. 322) и соответствующего текста, в допалеозойское время доломиты возникали главным образом или исключительно как первичные химические осадки. Диагенные же доломиты в это время имели, вероятно, крайне ограниченное распространение.

«Уже в верхнепалеозойское время вторичные доломиты (диагенетические) пользуются огромным распространением и образуют главную массу доломитов вообще, первичные же составляют большую редкость. В более поздние эпохи мезозоя и кайнозоя *первичные доломиты из нормальноморских карбонатных пород, вообще говоря, неизвестны совсем*, и исключительным развитием пользуются диагенетические доломиты» (1951, стр. 320). В лагунных условиях Н. М. Страхов не исключает протогенное доломитообразование во все геологические эпохи.

Приведенный вывод или, вернее, гипотеза, как называет ее и сам Н. М. Страхов, основана на принципе эволюции органического мира и на представлениях об изменении содержания CO_2 в атмосфере, в связи с общим развитием земли. Как указывает он далее, эта гипотеза требует весьма серьезной проверки, подтверждения фактическими данными.

Следует сказать, что, по существу, мы только подходим к разрешению проблемы диагностических признаков генетических типов доломитовых пород. А без возможности определения генетических типов, без их количественного учета гипотезу Н. М. Страхова нельзя проверить. Поэтому она пока остается весьма остроумным домыслом.

Исследованиями А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и В. М. Ратынского (1952) показано, что для Русской платформы обнаруживается уменьшение содержания магния в карбонатных породах снизу вверх, от кембрия до третичного периода. Авторы считают, что эти изменения отражают эволюцию процессов доломитообразования, связанного с ходом геологического времени.

Из сказанного следует, что:

1. Диагенное доломитообразование является наиболее общепризнанным процессом. По соображениям Н. М. Страхова наибольшего или почти исключительного значения оно достигало в верхнем палеозое и в более молодые геологические эпохи.

2. Геологические условия показывают, что процесс диагенного доломитообразования в основном происходил в лагунах и мелководной части шельфа.

3. Физико-химические условия диагенного доломитообразования в лабораторной обстановке пока не воспроизведены.

4. Наиболее вероятно, что процесс превращения известкового ила в доломит происходит под влиянием илового раствора. Этот процесс, вероятно, в весьма небольших масштабах и в исключительных условиях протекает и в настоящее время.

III. Доломиты, образовавшиеся при воздействии на известняки циркулирующих подземных вод, можно назвать эпигенными. По поводу образования доломитов таким путем никаких лабораторных исследований не производилось. Существующие в литературе мнения относительно возможности образования эпигенетических доломитов крайне разноречивы и сбивчивы.

В сводной работе по доломиту Л. В. Пустовалов (1941) приводит ряд доводов, опровергающих возможность образования доломитов при действии грунтовых вод на известняки. Эту теорию он считает несостоятельной

В недавно опубликованных монографиях Г. И. Теодоровича (1949, 1950) и Н. М. Страхова (1951), специально посвященных карбонатным породам, вопрос об эпигенетических доломитах почти совсем не затрагивается, из чего можно заключить, что указанные авторы также не придают серьезного значения этому типу доломитовых пород.

Еще в 1869 г. Н. А. Головкинский высказал предположение о возможности доломитизации пермских известняков при воздействии на них извне слабых углекислых растворов, содержащих $Mg(HCO_3)_2$, при обыкновенной температуре.

С. Н. Никитин (1890) считал, что доломиты центральной части Подмосковного бассейна среднего и верхнего карбона представляют вторичные образования, возникшие из известняков в связи с процессами поверхностного выветривания.

Филиппи (1899; цит. по Н. Н. Смирнову, 1930), исследуя пермские карбонатные породы Итальянских Альп, установил, что черные известняки с содержанием MgO 1,4% образуют в обнажениях светлую корку, состоящую из доломита, с количеством MgO до 21%. Из своих наблюдений Филиппи делает заключение, что доломитизация черных известняков вызвана поверхностными водами. По его мнению, возможно превращение известняков в доломиты гидрохимическим путем нисходящими грунтовыми водами.

Эпигенетической доломитизации известняков непосредственно касаются две опубликованные статьи З. А. Богдановой ($1940_{1 \text{ и } 2}$). В первой из них она указывает, что общим для всех доломитов подмосковного бассейна является их вторичный характер. Основной причиной доломитизации ею признается действие грунтовых вод на известняки. Диагенными она считает афанитовые доломиты, слагающие целый горизонт в середине серпуховской свиты (1940).

В другой статье З. А. Богданова, на основании многочисленных примеров, с достаточной убедительностью показывает связь доломитизации с циркуляцией грунтовых вод. В заключение она пишет: «. . . современное распределение доломитизации определяется в основном совокупностью двух моментов: положением отдельных участков по отношению к областям древнего стока грунтовых и поверхностных вод и первоначальным характером пород» (1940, стр. 107).

Процессы доломитизации, по ее мнению, приурочиваются к мезозою.

3. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Карбонатные породы в Ленинградской области занимают около половины территории при общей мощности слоев 350—400 м.

Ниже, в табл. 1 и 2, приводятся результаты грубых подсчетов содержания разновидностей карбонатных пород по отдельным системам и горизонтам.

Из табл. 2 видно, что около половины карбонатных пород приходится на известняки, 28% — на доломиты и 22% — на промежуточные породы.

Если же в общее число промежуточных кальцито-доломитовых пород включить доломитистые известняки и известковые доломиты, то промежуточные кальцито-доломитовые породы будут составлять значительно более половины.

Подавляющее большинство промежуточных кальцито-доломитовых пород представляет результат эпигенетической доломитизации.

Таблица 1

Среднее содержание типов карбонатных пород в различных горизонтах силура Ленинградской области (в %) (по 10—50 анализам для каждого горизонта)

Породы	Горизонт B_{II_α}	Горизонт B_{II_β}	Горизонт B_{II_γ}	Горизонт B_{III}	Эхиносферитовые слои	Кукерские слои	Итферские слои	Губковые слои	Иевские слои	Кегельский ярус	Везенбергский ярус
Известняки и доломитистые известняки (Вишняков, 1933) . .	49	75	80	40	47	85	45	30	68	—	32
Доломитовые известняки и известковые доломиты	35	20	5	35	40	12	35	35	32	15	18
Доломиты и известковистые доломиты	16	5	15	25	13	3	20	35	—	85	—
Мощность (в м)	2	2	3	10	35	15	16	14	33	30	14
Генетический тип доломитовых пород	э	э	э	э	д, э	э	д, э	д, э	?	п. д.	?

Примечание. э — эпигенный, д — диагенный и п — протогенный. Индексы горизонтов указаны по Ламанскому.

Таблица 2

Среднее содержание различных типов карбонатных пород в палеозое Ленинградской области (по 50—100 химическим анализам для каждой системы) в %

Породы	S_1	D_2	C_1	C_2	Средневзвешенное
Известняки и доломитистые известняки	50	70	20	65	50
Доломиты известковые и известняки доломитовые	28	15	30	19	22
Доломиты и доломиты известковистые	32	15	50	16	28

4. ПРИМЕРЫ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

Недостаточность наших знаний о доломитовых породах объясняется в значительной мере тем, что в литературе описано очень мало конкретных примеров, на которые можно было бы опираться при аргументации тех или других выводов.

Ниже приводим характеристику наиболее изученных примеров, чтобы в дальнейшем использовать их для описания и сравнения отдельных генетических типов.

А. Протогенные доломитовые породы

а) Нижнесилурийские доломиты кегельского яруса

Эти доломиты выходят вдоль Балтийской линии Октябрьской железной дороги. В верхней половине толщи породы по составу приближаются к чистым нормальным доломитам с средним содержанием: SiO_2 — 5,5%, R_2O_3 — 2,8%, CaO — 28,6%, MgO — 19,6%, п. п. п. — 43,5%. В нижней половине доломиты местами известковистые, глинистые, с прослоями доломитовых мергелей.

Цвет доломитов кремовый, светлосерый или розовато-серый с фиолетовыми разводами. Слоистость не всегда ясная, от толстой до тонкой. Она обусловлена наличием глинистых прослоев или же различной окраской. Тонкая и резкая слоистость появляется в более глинистых разновидностях. В некоторых шлифах наблюдается микрослоистость, измеряемая десятыми и сотыми долями миллиметра и обусловленная различным размером зерен или неравномерным распределением глинистых частиц и окислов железа. Среди доломита нередко наблюдаются единичные зерна кварца, размером около 0,05 мм. Порода плотная, реже пористая, местами со следами выщелачивания. Структура тонко-, реже мелкозернистая, с размером зерен от 0,01 до 0,1 мм. Форма зерен неправильно-угловатая и редко ромбоэдрическая. Скоплений окислов железа в ядрах ромбоэдров не наблюдается. Окислы железа рассеяны в виде мелких точечных включений. Среди зернистого доломита встречаются пелитоморфные участки, состоящие также из минерала доломита. Фауна, за исключением редких раковинок остракод, отсутствует.

Вероятнее всего, что кристаллически-зернистый доломит образовался путем перекристаллизации пелитоморфного доломита, который в породе сохранился лишь в виде незначительных остаточных участков.

Наличие микрослоистости, редкие следы фауны, плотное сложение, постоянство химического состава на значительном протяжении и по всей мощности толщи — все это служит убедительным признаком, указывающим на образование доломита как первичного химического осадка, накопившегося, вероятно, в мелководной части шельфа.

Постепенное изменение химического состава пород снизу вверх, от известняков к доломитам, указывает на то, что вначале выпадал в осадок органогенный и химический кальцит, потом кальцит с доломитом, а при дальнейшем осолонении бассейна — только доломит.

Нахождение доломитового ракушечника в карьере, расположенном у западного края Ленинградской области, указывает на то, что наряду с химической садкой доломита в этой части бассейна происходило образование доломитов путем замещения органогенного известкового ила, т. е. образование диагенетических доломитов.

б) Сабские и руйские слои среднего девона (низы наровских слоев)

Эти слои залегают непосредственно на отложениях силура или отделяются от них так называемым базальным конгломератом, достигающим лишь 0,3 м мощности. Сабские и руйские слои детально описаны в статье Л. А. Черейского (1934), из которой и заимствованы нижеприведенные данные.

Породы представлены зеленовато-серыми и светложелтыми известково-доломитовыми и доломитовыми мергелями или глинистыми доломитами плотного сложения, с яркокрасными и лиловыми пятнами, с трещинами и пустотами, заполненными красной глиной. Химический состав пород следующий: CaO — 15,15—36,29%, MgO — 11,69—12,01%, SiO_2 — 4,36—27,80%, R_2O_3 — 7,54—15,78%. Модуль доломитности[1] — $\frac{CaO}{MgO} = 1{,}3 - 3$. Структура — пелитоморфная, излом — землистый. В породе видны зерна кварца; изредка встречаются обломки чешуек рыб, эстерии, трохилиски, раковины лингул и остракод. Общая мощность слоев 10—15 м. Р. Ф. Геккер (1933) и Л. А. Черейский (1934) считают, что наровские слои представляют типичные лагунные образования, где кальцит и доломит осаждались из соленой воды химическим путем. На мелководность и сильную засолоненность во-

[1] Термин «доломитность» заимствован из работ Н. М. Страхова (1947).

доема указывают: нахождение в мергелях псевдоморфоз по каменной соли и трещин усыхания, а также характер перечисленной фауны. Восточная граница лагуны проходила в районе бассейна р. Тосно, где карбонатные породы сабских и руйских слоев замещаются песчаным терригенным материалом. На запад наровские слои распространяются до Рижского залива.

в) Снетогорские слои

Эти слои представляют нижний горизонт известнякового яруса верхнего девона. Они протягиваются узкой полосой от границы с Эстонией до р. Сяси. Их химический состав приведен в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав доломитовых пород снетогорских слоев (в %)

Местонахождение	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	П. п. п.	$\frac{CaO}{MgO}$
р. Великая . . .	34—27	1,1—3,3	1,2—2,5	19—30	14—20	34,42	1,4—1,7
р. Малая Удрайка	5—15			23—30	12—19	38—43	1,3—1,5
р. Тесовая . . .	23—25			24—27	6,7—13	32—40	1,8—4

Из табл. 3 видно, что породы снетогорских слоев представлены глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями, приобретающими более известковый состав по направлению к северо-востоку.

Доломиты светлосерого цвета с фиолетовым оттенком и фиолетовыми пятнами, плотные и толстослоистые. Под микроскопом они мелкозернистые, с размером зерен от 0,03 до 0,1 мм. Форма зерен неправильно-многоугольная, редко ромбоэдрическая, причем ромбоэдры не имеют в ядре скоплений бурых окислов железа и зонального строения. Окислы железа в породе находятся в виде хлопьевидных скоплений. В нижних слоях доломит содержит песчаные, а в верхних — глинистые частицы, причем верхние слои имеют пелитоморфную, а нижние — тонкозернистую структуру. Нижние слои, очевидно, подверглись перекристаллизации, так как среди тонкозернистой массы наблюдаются пелитоморфные участки, представляющие реликты первоначальной неизмененной структуры. Фауна в доломитах встречается исключительно редко.

По мнению Р. Ф. Геккера, снетогорские слои представляют отложения мелководной области наступающего среднедевонского моря, в северо-восточной береговой части которого отлагались песчаные, а в юго-западной — глинисто-карбонатные образования. Мелководность, малая подвижность, прогретость воды бассейна и сильное испарение способствовали выпадению химических осадков в виде доломита. Бедность и специфичность фауны вполне согласуются с физико-химическими условиями бассейна (Геккер, 1933, 1936).

г) Доломитовые породы лихвинской свиты

Эти породы распространены к югу от г. Боровичей, а хорошие естественные обнажения их имеются в Демяновском районе.

Как видно из табл. 4, карбонатные породы лихвинской свиты представлены известняками, доломитами, доломитовыми мергелями и промежуточными кальцито-доломитовыми породами, которые переслаиваются между собой.

Таблица 4

Химический состав доломитовых пород лихвинской свиты (в %)

CaO	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	П. п. п.	$\frac{CaO}{MgO}$
54,10	1,81	0,16	0,82	0,86	42,40	3,0
34,48	18,27	0,45	1,79	1,44	38,13	1,9
43,67	7,88	—	—	—	44,36	5,5
24,14	11,87	26,84			32,77	2,0
29,16	10,27	23,0			37,49	2,8

Мощность свиты достигает 30 м. Цвет пород светлосерый с зеленоватым оттенком, слоистость — от средней до толстой.

Под микроскопом породы имеют пелитоморфную или сгустково-пелитоморфную структуру, местами в незначительной степени перекристаллизованную. Микрослоистость заметна лишь в немногих шлифах. Фауна, за исключением редких остракод, в доломитовых породах не встречена. В известняках обнаружены редкие экземпляры раковин фораминифер и пелеципод. Все исследователи считают карбонатные породы лихвинской свиты осадками лагун или прибрежной мелководной части моря.

д) Горизонт доломитов с «червеходами» («водорослевый горизонт»).

Порода этого горизонта представлена очень крепким, плотным кремовым доломитом с раковистым изломом и с весьма характерными червеобразными пустотами, диаметром около 0,4 мм (табл. I, фиг. 4).

В шлифах порода представляет очень тонкий пелитоморфный карбонат с едва различимыми зернами лишь при сильном увеличении. В некоторых шлифах наблюдается сгустковая структура или микрослоистая текстура. Червеобразные трубочки имеют цепочкообразное строение и напоминают остатки водорослей. За исключением остракод, фауна встречается очень редко.

Химический состав образца из этого горизонта следующий: CaO — 34,2%, MgO — 20,14%, н. о. — 3,07%, п. п. п. — 45,38%, $\frac{CaO}{MgO}$=1,7.

Местами порода представлена известковым доломитом. Описываемый горизонт имеет, вероятно, повсеместное распространение и является прекрасным маркирующим горизонтом, отделяющим стешевскую толщу от протвинской серпуховской свиты.

По данным глубоких буровых скважин, расположенных в пределах Ленинградской и Вологодской областей, этот горизонт находится на строго определенном уровне от подошвы веневского горизонта (на высоте около 30 м). На том же стратиграфическом уровне этот горизонт встречен по р. Мсте (недалеко от г. Боровичей), а также в скважинах, находящихся недалеко от г. Бежецка.

Мощность горизонта 2—4 м. Если присоединить к нему такие же подстилающие и покрывающие доломиты, но без «червеходов», то мощность горизонта увеличится в 2—3 раза. В западной части Тихвинского района, вблизи подошвы доломитового горизонта, залегает прослой песчано-глинистых пород; в других местах подстилающими и покрывающими породами являются органогенные известняки. Таким образом, доломиты описанного горизонта отлагались в обширной по площади и, вероятно, весьма мелководной части шельфа.

Второй горизонт протогенных известковых и неизвестковых доломитов точно с такими же признаками, как и описанный выше (с «червеходами»), приурочен к самым верхам серпуховской свиты. Если трубочки, подобно червеходам, действительно представляют следы водорослей, то это наво-

дит на мысль, что описанные серпуховские доломиты возникли в результате их жизнедеятельности, как на это указывает в ранее цитированной работе Н. М. Страхов (1951, стр. 135).

Среди среднекаменноугольных известняков также встречаются пласты протогенных доломитовых пород. Наиболее интересным среди них является пласт, залегающий в основании каширской и в верхах верейской свиты. Здесь он представлен глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями. Химический состав по одному анализу следующий: CaO — 27,34%, MgO — 19,26%, н. о. — 9,20%, п. п. п. — 42,70%, $\frac{CaO}{MgO} = 1{,}4$. Цвет пород светлосерый или зеленовато-серый, с фиолетовыми и красными пятнами. Структура пелитоморфная, нередко брекчиевидная, с примазками и включениями глинистого вещества. Брекчиевидные доломиты состоят из угловатых обломков пелитоморфного доломита и зеленой глины, сцементированных более рыхлым доломитом. Слоистость большей частью выражена резко, фауна отсутствует; очень часто встречаются зерна кварца, полевых шпатов.

Доломит залегает среди песчано-глинистых пород в виде линз и невыдержанных пластов мощностью не более 5 м.

Накопление доломита происходило в мелких водоемах и заливах, расположенных в береговой полосе наступающего среднекарбонового моря.

Б. Эпигенетические доломитовые породы

а) Толща глауконитовых кальцито-доломитовых пород нижнего силура

Из этой толщи, разделяющейся на три горизонта, рассмотрим лишь горизонт B_{II_α} («дикари»), так как вышележащие два горизонта (B_{II_β} и B_{II_γ}) в отношении доломитизации проявляют себя в общем аналогично горизонту B_{II_α}.

Последний залегает в основании мощного комплекса силурийских карбонатных пород и прослежен шаг за шагом на протяжении более 250 км.

Недоломитизированные и неперекристаллизованные известняки состоят из обломков трилобитовых и брахиоподовых раковин с примесью члеников криноидей размером от 0,1 до 3 мм. Обломки раковин встречаются чаще со сглаженными ребрами, т. е. в той или другой степени окатанные. Они плотно прилегают одна к другой, как бы спрессованы, и составляют от 60 до 80% породы. Кроме раковин, известняк содержит яркозеленые невыветрелые зерна глауконита, составляющие 5—10% породы. Остальная часть породы (цемент) состоит из тонкозернистого кальцита. Структура раковин нередко сохранилась во всех деталях. Среди органогенного известняка нередко встречаются перекристаллизованные участки, где можно заметить лишь следы обломков раковин. В породе изредка встречаются хорошо ограненные ромбоэдры доломита, обычно с зональным строением, содержащие скопления окислов железа в ядре кристаллов.

Средний химический состав известняков, по многочисленным пробам, взятым из различных мест Ленинградской области, таков: CaO — 38,8%, MgO — 2,62%, SiO_2 — 6,65%, R_2O_3 — 4,45%, TiO_2 — 0,11%, п. п. п. — 39,76%, н. о. — 8,08%. Содержание магния весьма постоянное и колеблется в пределах от 1,7 до 4%, что в среднем отвечает около 12% доломита.

Микроскопические исследования показывают, что содержание явно выраженного минерала доломита не превышает 5—7%, т. е. далеко не достигает вычисленной по MgO цифры. Из этого следует, что часть магния находится в породе не в виде явно выраженных индивидуализированных кристаллов доломита, а, очевидно, в рассеянном виде входит в состав раковин трилобитов, брахиопод и криноидей. Лишь этим можно объяснить столь устойчивое содержание MgO в недоломитизированных известняках.

По направлению к западу, начиная от ст. Мга, содержание MgO в известняках горизонта $B_{II\alpha}$ резко повышается, достигая 15—16%, а еще дальше в этом же направлении снова понижается до нормальных пределов, после чего вновь возрастает до 18% (см. табл. 5).

Таблица 5

Степень доломитизации известняков горизонта $B_{II\alpha}$

	р. Сясь	р. Волхов	ст. Войбокала	р. Лава	р. Шельдиха	с. Путилово	пост Михайловск	р. Войтоловка	р. Тосно	р. Ижора	р. Поповка	д. Гостилицы	д. Лопухинка	д. Копорье	д. Килли	г. Кингисепп (р. Луга)
$\frac{CaO}{MgO}$	50	44	48	59	52	47	42	4,2	1,9	2,8	2,5	49	45	3,8	1,6	1,5

Тщательные исследования показали, что глауконитовые известняки сильно доломитизированы или полностью превращены в доломит лишь в тех местах, где к ним близко подходят нижние слои (наровские) среднедевонских доломитовых пород. Эти места полностью совпадают с додевонскими депрессиями, в которые в виде заливов заходила вода наступающего среднедевонского моря, отложившего доломитовые породы наровских (сабских и руйских) слоев. Следовательно, причиной доломитизации глауконитовых известняков и приуроченности доломитовых пород к определенным участкам является распространение среднедевонского моря, просачивающиеся соленые воды которого и превратили известняки в доломитовые породы. Этот пример служит доказательством возможности возникновения своеобразного типа эпигенетических доломитов под воздействием морской воды на известняки.

При переходе известняков в доломитовые породы горизонт $B_{II\alpha}$ приобретает ряд характерных признаков. Цвет пород этого горизонта становится красным и коричнево-красным, слоистость едва заметна, появляется кристаллическая структура, прочность уменьшается, кристаллики пирита исчезают, а глауконит приобретает бурую окраску. Вместе с тем порода не реагирует или слабо реагирует с соляной кислотой и становится как бы песчаной на ощупь.

Различные стадии превращения органогенных известняков в доломиты с достаточной отчетливостью наблюдаются в шлифах под микроскопом. При полной доломитизации об органогенно-обломочной структуре исходного известняка можно судить лишь по следам органических остатков, едва заметных на фоне кристаллического доломита.

По форме и строению кристаллы доломита довольно разнообразны: большей частью они представлены идиоморфно развитыми целыми или, реже, частично образованными ромбоэдрами доломита, а также неправильной формы зернами (табл. I, фиг. 1 и рис. 1, *8—18*). В отличие от кальцита в доломите более резко выражена ромбоэдрическая спайность, трещины которой иногда заполнены бурыми окислами железа (рис. 1, *18*).

Еще более характерным признаком является зональное строение ромбоэдрических кристаллов доломита, наличие в них ядер, бурожелезистых включений и внешних оболочек. Зональность выражена одной, двумя или, реже, тремя бурожелезистыми каемками, повторяющими очертания ромбоэдра. Каемки обычно тонкие, с резкими или, реже, расплывчатыми границами (рис. 1, *10*, *11*, *13*, *14*, *15*). В большинстве случаев в ядре ромбоэдров наблюдаются бурожелезистые скопления, имеющие округлую или, реже, также ромбоэдрическую форму (рис. 1, *9*); в некоторых кристаллах окислы железа распределены неравномерно, в виде

хлопьевидных включений. Чаще же они образуют вокруг кристаллов доломита оболочку (рис. 1, *8*, *12*). Значительно реже встречаются прозрачные доломитовые зерна или ромбоэдры, не загрязненные окислами железа.

Наряду с целыми ромбоэдрами доломита встречаются частично образованные или сростки ромбоэдров (рис. 1, *1*, *2*, *3*, *13*, *14*, *15*).

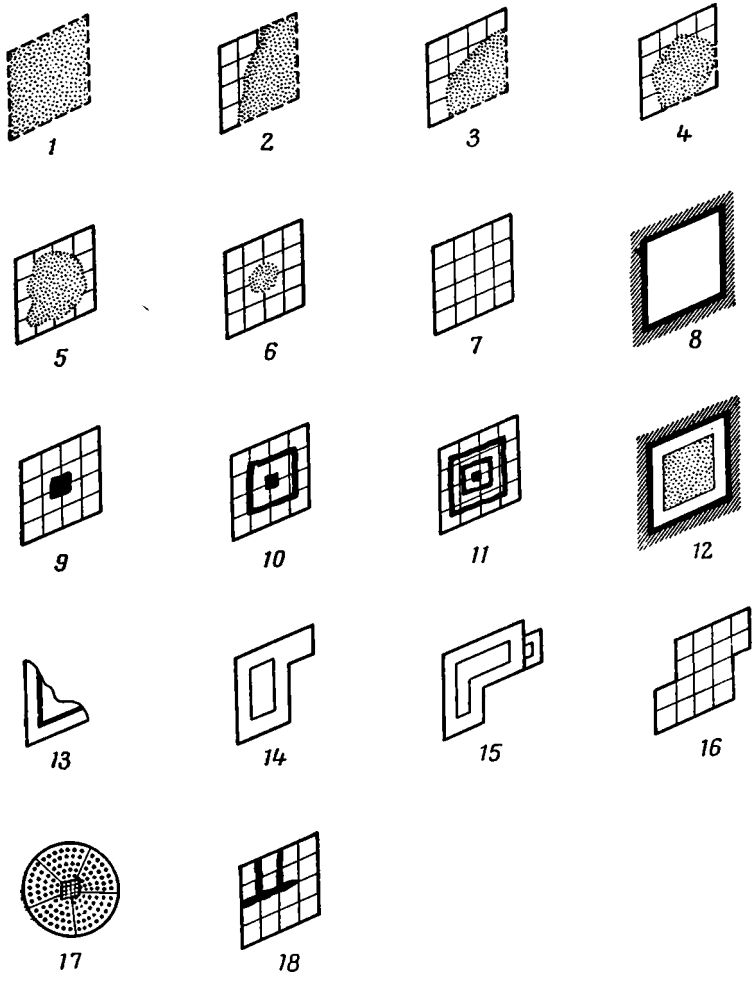


Рис. 1. Ромбоэдры доломитов в эпигенетических доломитовых породах.

1, *2*, *3*, *4* — неполно развитые ромбоэдры; *5*, *6* — ромбоэдры с пылевидными включениями карбоната в ядре; *7* — ромбоэдры без включений; *8* — ромбоэдр с бурожелезистой каемкой; *9* — ромбоэдр с бурожелезистым ядром; *10*, *11*, *12*, *13* — ромбоэдры с зональным строением, выраженным бурыми окислами железа; *14*, *15*, *16* — сростки ромбоэдров; *17* — ромбоэдр развит в канале членика криноидеи; *18* — ромбоэдр с бурожелезистыми прожилками по трещинам спайности.

При неполной доломитизации известняка в распределении ромбоэдров не бросается резко в глаза приуроченность их к какой-либо определенной составной части породы. Ромбоэдры встречаются как в раковинах, так и в цементирующей карбонатной массе; наблюдаются случаи, когда одна часть ромбоэдра находится в цементе, а вторая в раковине (рис. 5).

Однако при внимательном наблюдении нетрудно заметить, что подавляющая масса ромбоэдров расположена в пределах микрозернистого цемента. Наблюдались случаи приуроченности кристаллов доломита

к тонким трещинам или к плоскостям наслоения в известняке, а также к контакту раковин с цементом. Из этих наблюдений можно заключить, что доломитизация происходит в первую очередь по путям наиболее легкого проникновения магнезиальных растворов. Очевидно, по той же причине очень часто заполнены кристалликами доломита центральные каналы в члениках криноидей (рис. 1, *17*).

б) Доломитовые породы веневской толщи или горизонта „в" нижнего карбона

Этот горизонт для изучения процессов эпигенетической доломитизации представляет исключительный интерес по следующим причинам: во-первых, он залегает в виде хорошо выдержанного пласта, легко прослеживаемого на сотни километров; во-вторых, он очень хорошо изучен, благодаря чему совершенно исключаются ошибки при сопоставлении отдаленных разрезов.

Веневский горизонт залегает в основании серпуховской свиты; от подстилающих окских и покрывающих серпуховских известняков он отделяется песчано-глинистыми породами мощностью от 2 до 4 м; мощность же известняков веневского горизонта равна 5—9 м.

В первоначальном, неизмененном виде веневский горизонт представлен типично органогенными белыми или светлосерыми толстослоистыми и незначительной крепости известняками. Органические остатки в них составляют 13—46% и представлены главным образом фораминиферами, водорослями и обломками брахиопод. Цементирующим веществом служит микрокристаллический или перекристаллизованный кальцит. Известняки почти повсюду содержат стяжения кремней, расположенных отдельными желваками или несколькими цепочками.

Известняки подверглись различным вторичным изменениям: 1) перекристаллизации, 2) вещелачиванию с образованием пустот и карстовых воронок различных размеров, 3) разрыхлению, вплоть до образования известковой муки и 4) доломитизации.

Для выяснения характера процессов доломитизации рассмотрим здесь несколько примеров. Наиболее интересным из них является стенка старого известнякового карьера, расположенного на правом берегу безымянного ручья (см. рис. 2, карьер № 1), около деревень Большая и Малая Горка. В этом месте в подошве веневских известняков залегают тонкозернистые пески и алевриты. Выше следуют сильно выщелоченные кальцито-доломитовые породы, в которых наблюдаются все стадии доломитизации — от слабо доломитизированных известняков до нормальных доломитов.

Благодаря различной окраске, структуре и крепости доломитов и известняков, порода приобретает пятнистый характер, где среди почти белого известняка резко выделяются различные по размерам и форме участки: серого и желтовато-серого, не вскипающего от соляной кислоты доломита или кальцито-доломитовой породы. Площадное соотношение указанных разновидностей карбонатных пород в различных частях стенки карьера различно. Местами среди доломитов и доломитизированных известняков выделяются лишь отдельные пятна чистого известняка, местами соотношения обратные (рис. 2 и табл. I, фиг. 5).

Переход известняка к доломитам чаще резкий; явно заметно, как светлосерый, бурно вскипающий от HCl, органогенный или кристаллический известняк с фауной на расстоянии 1—2 см переходит в коричнево-серый доломит, не вскипающий от соляной кислоты и без малейших признаков фауны. Местами доломит очень крепкий, мелкокристаллический, местами мягкий до рыхлого. Часто крепкий кристаллический известняк резко переходит в желтую, сильно доломитизированную мучнистую массу.

Ниже приводим результаты петрографического исследования и данные химических анализов трех образцов: 1) образцы 404^b и 404^c, взятые из известняка, не измененного процессами доломитизации; 2) образец 404^a, взятый из доломита в расстоянии 5 см от образца 404^b, и 3) образец 404^d, взятый из переходной зоны между образцами 404^b и 404^a.

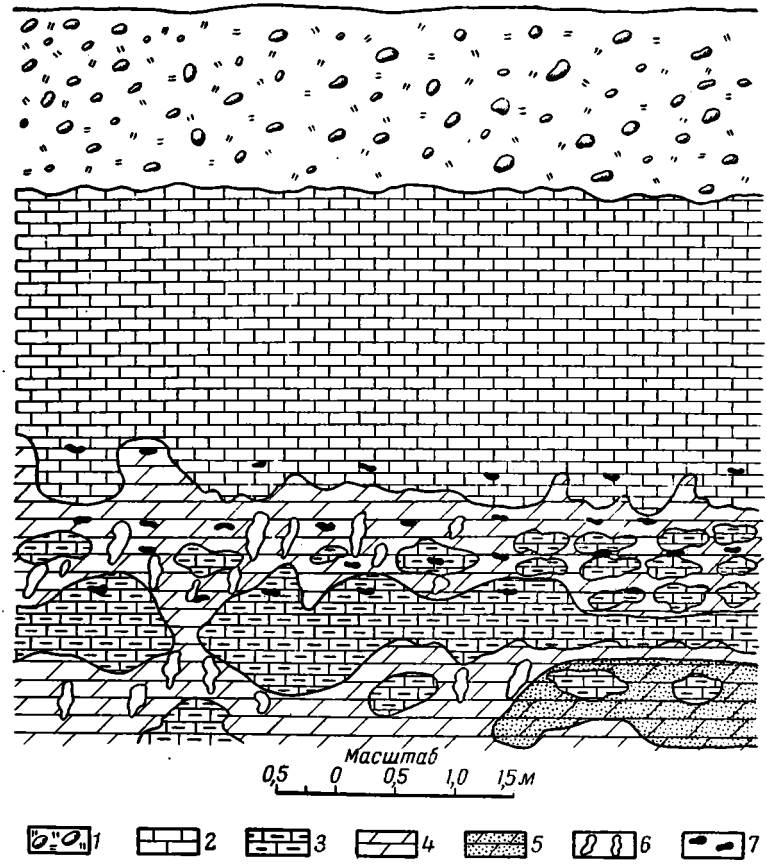


Рис. 2. Характер эпигенетической доломитизации известняков толщи«в» (зарисовка стенки карьера № 1).

1 — морена; *2* — известняк органогенный трещиноватый; *3* — известняк перекристаллизованный; *4* — доломит крепкий; *5* — доломит рыхлый; *6* — пустоты; *7* — желваки кремня.

Образцы 404^b и 404^c из реликтового участка, расположенного среди доломитовой породы, представляют светлосерый органогенный перекристаллизованный крепкий известняк. В шлифе видно, что известняк наполовину состоит из обрывков хорошо сохранившихся водорослей типа *Calcifolium okense* S c h w e t z., наряду с которыми в большом количестве присутствуют фораминиферы, обломки раковин брахиопод и членики криноидей. Органические остатки сцементированы прозрачным кальцитом. Ромбоэдры доломита и скопления окислов железа не обнаружены. Порода представляет чистый известняк: CaO — 55,61%, MgO — 0,70%, н. о. — 0,2%, п. п. п. — 43,52%.

Образец 404^a взят на расстоянии 5 см от вышеописанного образца 404^b. Химический состав его следующий: CaO — 33,51%, MgO — 18,56%, н. о. —

0,63%, п. п. п. — 45,84%, $\frac{CaO}{MgO} = 1{,}8$. В противоположность образцу 404^b, порода представляет почти чистый доломит.

Под микроскопом видно, что основная масса ее состоит из тонкозернистого карбоната, на фоне которого распределены идиоморфно развитые ромбоэдры доломита, занимающие более половины площади шлифа. Из органических остатков сохранились лишь едва заметные следы водорослей. В ядрах большинства ромбоэдров находятся скопления бурых окислов железа, которые также имеют ромбоэдрическую форму или форму неправильных скоплений. Встречаются и такие ромбоэдры, значительная центральная часть которых заполнена скрытозернистым карбонатом, оказывающимся, согласно реакции Лемберга, также доломитом. Наблюдаются участки, где это скрытокристаллическое ядро, почти не действующее на поляризованный свет, обрамляется с четырех, трех или только с двух сторон тонкой прозрачной каемкой доломита (рис. 1, *1*, *2*, *3*).

Из произведенных наблюдений следует, что за счет кальцита вначале образуется скрытокристаллический, оптически различно ориентированный агрегат доломита, который впоследствии переходит в прозрачный, явно кристаллический доломит. При этом рост кристаллов доломита происходит за счет микрозернистого агрегата, начиная не с центра, а с периферической части ромбоэдра, разрастаясь к центру. Различные стадии формирования ромбоэдров доломита показаны на рис. 1, *1*, *2*, *3*.

Сущность этого явления для нас остается неясной не только потому, что кристаллизация вещества начинается не с центра, а с периферии, но также и потому, что неорганизованное агрегатное вещество перешло в монокристаллическое без видимого уменьшения объема.

Шлиф 404^d сделан из породы, расположенной между чистым известняком и образовавшимся из него доломитом, т. е. из промежуточной зоны между образцом 404^d и 404^a. В шлифе видно, что основная масса породы представляет сильно перекристаллизованный органогенный известняк со следами органических остатков, с коричневыми участками, состоящими из пелитоморфного, едва действующего на поляризованный свет карбоната. Некоторые из этих участков имеют резкие границы и ромбоидальную форму; ромбоэдры иногда обрамляются светлой кристаллической каемкой доломита. Следовательно, в переходной зоне при превращении органогенного известняка в доломит наблюдаются следующие изменения (излагаем их в порядке преобразования); 1) перекристаллизация органогенного известняка; 2) превращение перекристаллизованного известняка в пелитоморфную массу (дегранулиция); 3) начало превращения пелитоморфного карбоната в кристаллы доломита.

Из другой части карьера для исследования было взято еще три образца. Здесь, в основном, порода представляет известковый доломит с редкими реликтовыми участками известняка. Доломит сильно выщелоченный, с четырьмя цепочкообразными рядами желваков кремня. Сделанный из реликтовой части шлиф 408 дает обычную картину органогенного известняка с хорошо сохранившимися раковинками фораминифер, водорослями и обломками раковин брахиопод; цементирующая масса состоит из прозрачного мелкозернистого кальцита. Химический состав породы следующий: CaO — 55,10%, MgO — 0,55%, н. о. — 0,7, п. п. п. — 43,70%, т. е. порода представляет чистый известняк.

Шлиф 407, сделанный из образца, взятого на расстоянии 15 см от образца 408, показал, что порода представляет мелкозернистый доломит с многочисленными хорошо выраженными ромбоэдрами, в центре которых находятся окислы железа или микрозернистый карбонат; органических остатков не заметно; химический состав: CaO — 39,78%, MgO — 18,10%, н. о. — 0,32%, п. п. п. — 47,10%.

Третий шлиф, сделанный из желвака кремня, находящегося среди доломита, дает картину несколько затушеванного органогенного известняка. Здесь, среди листовато-зернистой опалово-халцедоновой массы, едва действующей на поляризованный свет, хорошо заметны раковинки фораминифер и обломки раковин брахиопод, состоящие из халцедона и тонкозернистого кварца. Как и другие шлифы, сделанные из желваков кремней, этот шлиф показывает, что сначала произошло образование желваков кремня в органогенном известняке, а потом его доломитизация. Кремнистые образования и взаимоотношения их с вмещающими породами освещены нами в отдельной статье (Вишняков, 1953).

Описанная веневская толща известняков и доломитов в карьере № 1 имеет мощность около 4 м, причем нижняя половина, сложенная в основном доломитами и доломитизированными известняками, имеет мощность около 1,5—2 м, против 1—2 м верхней части, сложенной белым, местами перекристаллизованным органогенным известняком, как это изображено на рис. 2.

Неперекристаллизованные участки состоят более чем наполовину из раковин фораминифер и обломков раковин брахиопод, сцементированных мелкозернистым кальцитом; перекристаллизованные отличаются от них лишь наличием большего содержания крупнозернистого кальцита. Ромбоэдры доломита отсутствуют. Химический состав известняков следующий: CaO — 55,10%, MgO — 1,20%, н. о. — 0,30%, п. п. п. — 43,20%.

Веневская толща здесь покрывается песчаной валунной глиной. Карбонатные породы толщи разбиты системой вертикальных и пластовых трещин. Расстояние между вертикальными трещинами 0,2—1 м.

В верхней, недоломитизированной части толщи, до глубины 1—1,5 м от поверхности, трещины зияющие, шириной от 1 до 10 мм. Стенки трещин покрыты корочкой белого натечного кальцита. Глубже 1,5 м трещины становятся более широкими, иногда переходя в пустоты выщелачивания, которые достигают 0.3 м в поперечнике. Кальцитовые корочки здесь отсутствуют. Трещины наслоения, так же как и вертикальные, в верхней части узкие, в нижней же несут следы выщелачивания и переходят местами в карстовые пустоты.

Наряду с выщелоченностью и закарстованностью, с глубины 1,5 м известняки переходят в доломиты; изменяется и цвет породы из белого в серый или желтовато-серый.

Таким образом, в верхней части веневской толщи, в пределах недоломитизированных известняков, по трещинам происходило вертикальное перемещение почвенных вод без доломитизации, со слабым выщелачиванием и отложением кальцитовой корки, сталактитообразных выступов и других натечных форм. В составе этих корок: CaO — 52,6%, MgO — 0,97%, п. п. п. — 43,1%, н. о. — 1,45%. С глубины около 1,5 м известняки резко изменяют свой облик: они здесь сильно выщелочены, закарстованы и превращены в доломитизированные известняки и доломиты.

В описанном процессе с очевидностью выступает связь между доломитизацией и выщелоченностью известняков, а также характером циркуляции грунтовых вод. В верхней части толщи, в зоне вертикального просачивания, не происходило доломитизации известняков, в зоне же горизонтальной циркуляции этот процесс осуществлялся весьма интенсивно.

В расстоянии около 200 м от описанного карьера № 1, на том же берегу реки, существует известковый карьер № 2, который отделен от первого глубокой долиной ручья (рис. 13).

В отличие от карьера № 1, здесь весь веневский горизонт, от верха до низа, представлен рыхлыми или мягкими белыми органогенными известняками. Подошва известняков довольно неровная и имеет заметный уклон в сторону от берега реки. Когда в течение трех лет забой карьера удалился

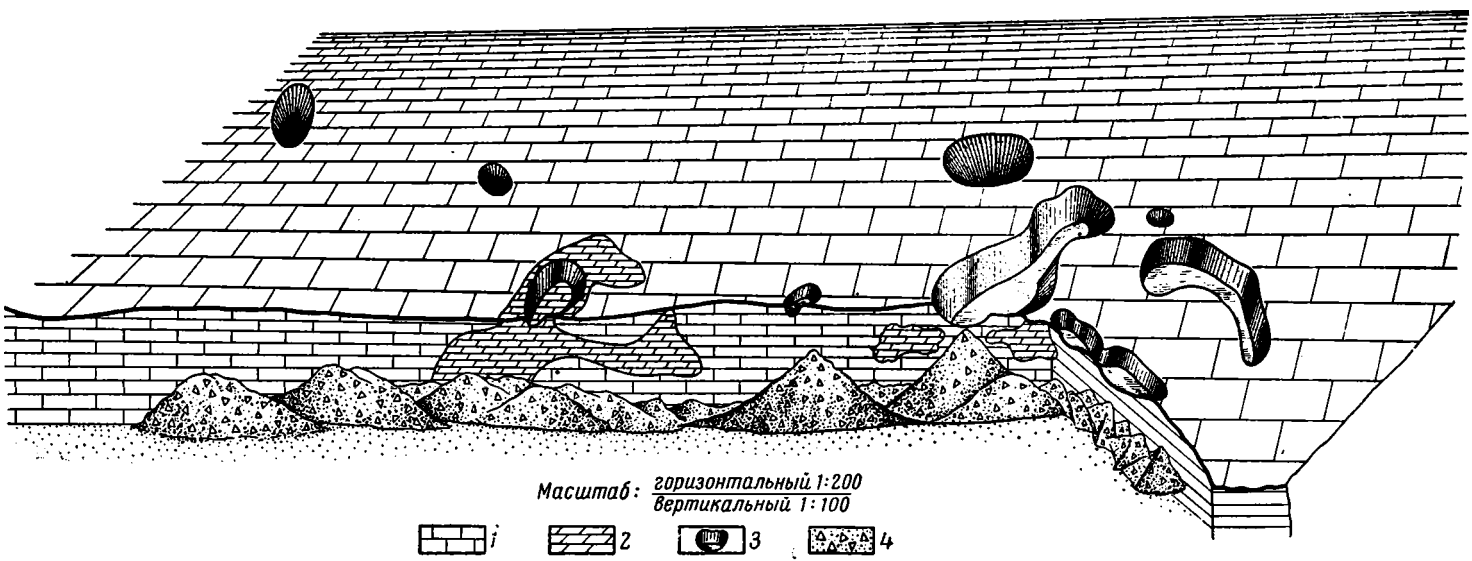
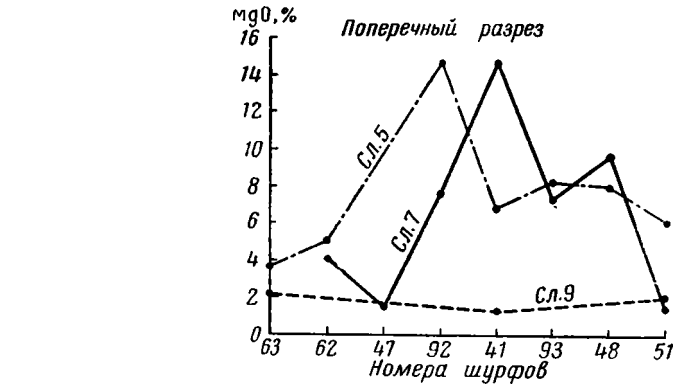


Рис. 3. План распространения известняков толщи «в» и разрез южной части известкового карьера № 2.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — контуры карстовых воронок; *4* — осыпь.

от берега реки на 300—500 м, в наиболее пониженной части подошвы, на высоте около 0,7 м от нее, среди белого мягкого органогенного известняка появились гнезда желтовато-серого выщелоченного доломитизированного известняка. По мере удаления забоя карьера от берега и углубления подошвы пласта известняков, мощность выщелоченной доломитизированной зоны увеличивается.

Рис. 3 представляет план поверхности известняков толщи «в», очищенной от покрывающих ледниковых отложений, и геологический разрез по забою карьера № 2.



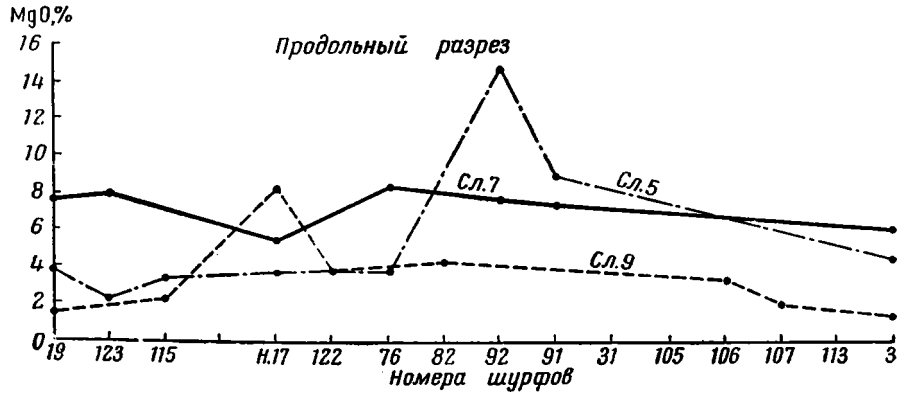


Рис. 4. График колебаний содержания MgO в слоях среднекаменноугольных известняков исследуемого месторождения. Расстояние между шурфами 200 м.

Таким образом, в карьере № 2 подтверждаются результаты наблюдений, сделанных в карьере № 1.

Из рис. 3 видно, что доломитизированные тела имеют весьма неправильную, гнездообразную форму и в известной мере приурочены к наиболее закарстованной части площади (мало закарстованная и недоломитизированная площадь на плане не показана).

Еще более определенная картина совпадения доломитизированных участков с выщелоченными наблюдается в обнажении по р. Рагуше, где изолированное доломитизированное пятно среди известняков веневской толщи отличается наибольшей выщелоченностью.

В одном из обнажений по р. Рагуше в доломитах тарусской толщи встречены включения остроугольных обломков кремня, местами образующие кремневую брекчию с доломитовым цементом. Из этого факта следует,

что вначале произошло образование кремней в известняке, а потом уже их раздробление и доломитизация известняка.

Не менее интересную картину весьма неоднородной и неравномерной эпигенетической доломитизации дают нам результаты детальной разведки на месторождении известняков, расположенном на берегу р. Колпь, недалеко от д. Верхневольск.

Разведка известняков производилась шурфами, расположенными примерно в 200 м один от другого, с опробованием каждого слоя известняка. Длина участка около 2 км, ширина — 0,5—1 км. По возрасту известняки относятся к самым низам мячковской свиты или верхам подольской.

На рис. 4 приведено содержание MgO по трем слоям. Слой № 5 залегает на глубине около 7 м от поверхности, имеет мощность около 1 м и представлен тонкозернистыми известняками. Слой № 7 мощностью в 1 м залегает выше слоя № 5 и отделен от него прослоями глин и мергелей. Известняки здесь грубоорганогенно-обломочные. Слой № 9 залегает еще выше, мощность его около 0,75 м; отделяется от слоя № 7 также пачкой глин и мергелей.

Содержание MgO в пределах одного и того же слоя на разведанной площади изменяется от шурфа к шурфу весьма значительно; так, в слое № 5 состав MgO колеблется от 0,66, до 14,64%, в слое № 7 — от 1,44 до 18,75%, в слое № 9 — от 1,25 до 16,65%; содержание MgO показывает, что порода изменяется от чистых известняков почти до чистых доломитов, причем нередко эти изменения происходят в шурфах, расположенных всего лишь в 200—400 м один от другого.

Прослеживая изменения содержания MgO, нетрудно убедиться, что и по вертикали от слоя к слою в одних и тех же шурфах наблюдаются резкие колебания. При этом доломитизацией захватываются обычно не один, а все три слоя.

В. Диагенные доломитовые породы

В качестве примера диагенных доломитов может служить тешемлянский горизонт, выделенный и подробно нами изученный в 1945 г. по р. Колпь. Мощность его здесь около 7 м. По фаунистическим данным и литологическим признакам он может быть отнесен к верхам подольской или к низам мячковской свиты.

В состав тешемлянского горизонта входят три пласта доломита, отделяющиеся один от другого прослойками доломитовых мергелей. В основании его залегает толща белых органогенных известняков верхневольского горизонта мощностью около 10 м, которые от подстилающих карбонатных пород отделяются слоем известнякового конгломерата.

Наличие в известняке отдельных галек, конгломератов, трещин усыхания, прослоев и линз грубообломочного известняка указывает на то, что эти известняки образовались в мелководной, прибрежной зоне моря.

Тешемлянский горизонт начинается слабо доломитизированным известняком, с прослойками, переполненными одиночными кораллами, иглами морских ежей, обломками и целыми раковинами брахиопод, среди которых изредка встречаются слабо окатанные обломки известняка. Известняки переслаиваются с известковыми мергелями и глинами.

Микроскоп показывает, что неизмененный известняк состоит из обломков брахиопод, раковин фораминифер, члеников криноидей и игл морских ежей. Состав органических остатков резко меняется от слоя к слою. Цементирующей массой их является микрозернистый кальцит. Органические остатки большею частью в различной степени изменены.

изменение происходит в направлении дегранулиции[1] и пелитизации. При этом раковины теряют присущую им первоначальную гистологическую структуру, замещаясь тонкозернистым или пелитоморфным серым карбонатом, и сохраняют лишь общие очертания. Процессы дегранулиции начинаются обычно с краев, реже с середины раковины, вследствие чего последние приобретают как бы изъеденную форму с серыми пелитоморфными пятнами посередине. При полной дегранулиции органических остатков можно обнаружить лишь обрывки или следы, очерченные окислами железа или глинистым веществом (рис. 5). Наряду с изменением текстурно-структурных признаков в породе появляются мелкие пустотки; стенки их покрыты прозрачными кристалликами кальцита, образование которых, очевидно, связано с циркуляцией грунтовых вод.

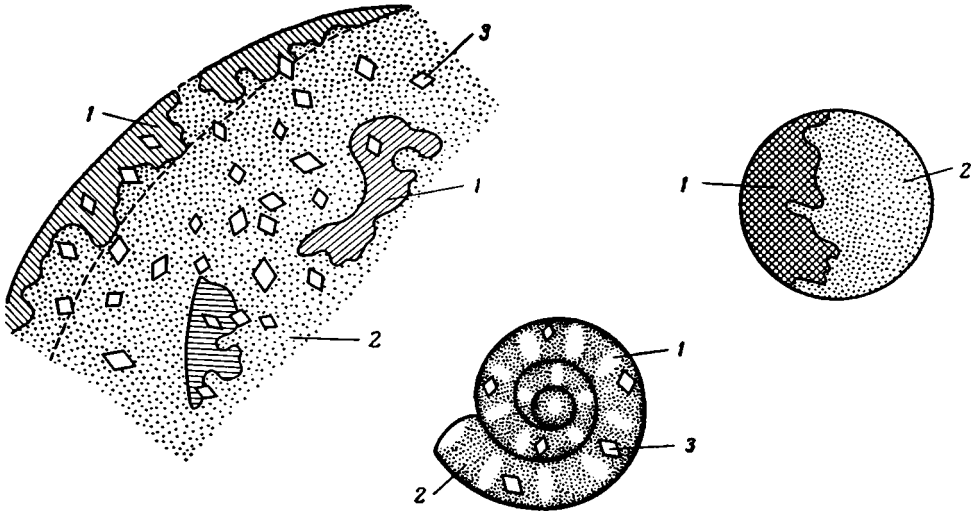


Рис. 5. Дегранулиция раковин (брахиопод, фораминифер и члеников криноидей) и развитие ромбоэдров доломита в пелитоморфных участках. ×160.

1 — остатки раковин; *2* — дегранулированная (пелитоморфная) часть раковин; *3* — ромбоэдры доломита.

Доломиты тешемлянского горизонта имеют кремовый цвет, местами с красными и фиолетовыми пятнами, толсто- и среднеслоистые, пористые, с многочисленными мелкими пустотами, лишь изредка достигающими 5 см в поперечнике.

Пустоты замкнуты и не сообщаются между собой. Крепость пород резко различна: обычно они крепкие, иногда мягкие, до землистого или даже рыхлого сложения. Структура тонкозернистая, местами с явными следами различных органических остатков: фораминифер, игл морских ежей, обломков брахиопод, колониальных и одиночных кораллов.

Очевидно, что материалом для образования доломитов служило исходное вещество, состоявшее из перечисленных выше органических остатков, пространство между которыми заполнялось тонкозернистым или пелитоморфным кальцитом.

Размер доломитовых зерен колеблется от 0,1 до 0,01 мм, в среднем он близок к 0,03 мм; форма зерен полиэдрическая, нередко угловато-округ-

[1] Под термином «дегранулиция» имеется в виду процесс превращения карбонатных органических остатков (раковин) или кристаллических структур карбонатных пород в тонкозернистую или скрытокристаллическую (пелитоморфную) массу.

лая и очень редко ромбоэдрическая; при этом ромбоэдры обычно приурочены к краям пустот или образуют отдельные пятна, являясь более поздними образованиями. Контуры зерен неясные, расплывчатые, сами зерна мутные, слабо просвечивающие из-за присутствия в них многочисленных пылевидных включений карбоната (рис. 6,*а*).

В более раскристаллизованных участках мутные зерна по краям оторочены прозрачной каемкой, придающей зерну концентрическое или псевдо-оолитовое строение. Такие зерна нередко имеют тенденцию к ромбоэдрическим очертаниям, а иногда приобретают явно ромбоэдрическую форму. Образование каемок произошло в эпигенетическую стадию. В породе изредка встречаются зерна кварца, размером около 0,1 мм.

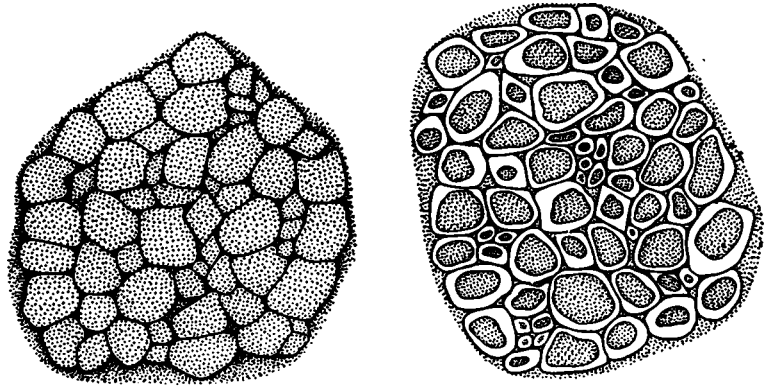


Рис. 6. Схематическая зарисовка структур диагенного доломита.

а — доломит тонкозернистый; зерна неправильной формы с расплывчатыми контурами; вследствие большого содержания пылевидных включений зерна мутные; *б* — доломит тонкозернистый; зерна полиэдрической формы, с мутным ядром и прозрачной каемкой. ×320.

Среди описанных доломитов, образовавшихся из органогенного кальцита, залегают слои плотного, скрытокристаллического, светлосерого или светлофиолетового доломита без следов реликтовой органогенной структуры, мощностью до 1 м. Слоистость этих доломитов неясная или тонкая; излом плоскораковистый, землистый. Интересно, что среди невскипающего от HCl плотного доломита встречаются целые толстостенные раковины *Spirifer mosquensis* и одиночные кораллы *Zaphrentis*, бурно вскипающие от HCl; очевидно, что эти раковины совершенно не затронуты процессами доломитизации.

Под микроскопом этот доломит тонкозернистый; если не считать отсутствия следов раковин, он мало чем отличается от ранее описанного ракушечного доломита.

В нижней части тешемлянского горизонта залегает пачка пород, представляющая частое переслаивание скрытокристаллических доломитов с грубообломочными известняками. Схематический разрез этой пачки изображен на рис. 7.

Слой 1 — известняк белый, среднезернистый, кавернозный, с значительным содержанием игл морских ежей, раковин сперифер и одиночных кораллов. Под микроскопом известняк состоит из прозрачных зерен кальцита размером 0,1—0,3 мм, среди которых разбросаны перекристаллизованные органические остатки.

Слой 2 — доломит плотный, светлофиолетовый, с едва намечающейся тонкой слоистостью, с неровным землистым изломом; размер зерен от

0,01 до 0,1 мм (средний размер 0,03 мм); форма зерен угловато-закругленная, многоугольная, с тенденцией к ромбоэдрическому огранению. Почти все зерна переполнены пылевидными карбонатными включениями, благодаря чему имеют мутный вид; встречаются зерна со светлой каемкой; в промежутках между зернами имеются скопления бурых окислов железа.

Встречаются резко изолированные небольшие участки, состоящие из бурых окислов железа и прозрачных ромбоэдров доломита. Они несомненно, представляют последующие образования, как результат заполнения пустот.

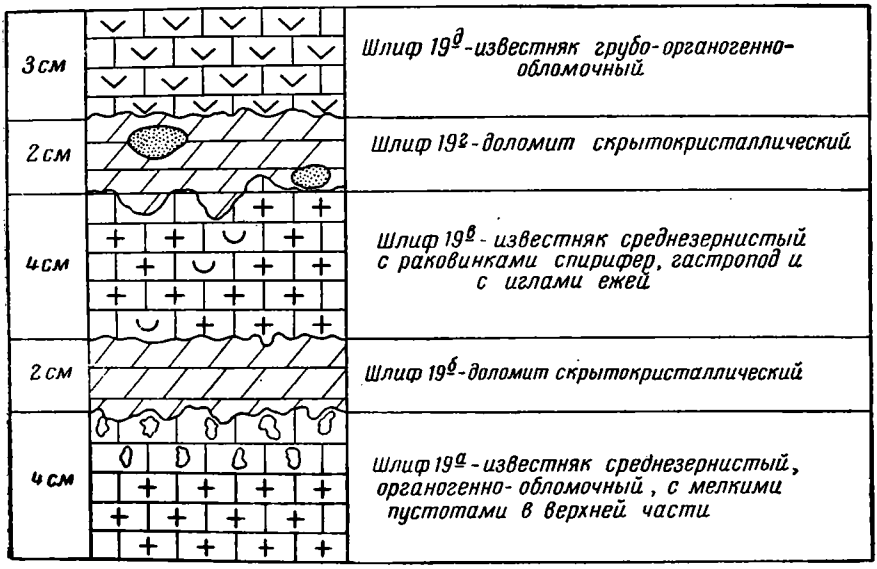


Рис. 7. Частое переслаивание диагенных и протогенных доломитов с известняками (тешемлянский горизонт).

Верхняя граница доломита, отделяющая его от известняка, резкая и ровная, а нижняя — неровная и постепенная. В контакте с подстилающими известняками доломит иного характера: здесь он состоит из идиобластических ромбоэдров, разбросанных среди мелкозернистого карбоната. Периферическая часть ромбоэдров прозрачная, центральная — переполнена пылевидным карбонатом. По мере приближения к контакту с известняками количество ромбоэдров уменьшается (рис. 8). Доломит в контактовой части произошел, очевидно, за счет эпигенетического замещения подстилающего известняка, который, как видно из шлифа, вначале подвергся пелитизации, а потом доломитизации, с образованием идиобластических ромбоэдров доломита. На вторичный характер этого процесса указывает также наличие органических остатков среди дегранулированного карбоната и доломитизированных пятен с ромбоэдрами доломита среди известняков, а также приуроченность многочисленных пустот к этой части.

Слой 3, шлиф 19 в — известняк органогенно-обломочный, перекристаллизованный, сильно дегранулированный, с остатками фауны, имеющими как бы «изъеденные» контуры. Среди дегранулированного карбоната разбросаны отдельные ромбоэдры доломита до 0,1 мм размером, с окислами железа или пылевидным карбонатом в ядре.

Слой 4, шлиф 19 г — доломит, аналогичный доломиту слоя 2. Верхняя и нижняя границы резкие; встречаются зерна кварца и листочки слюды размером около 0,1 мм; мощность слоя 2 см.

Слой 4, шлиф 19 д — известняк доломитизированный, состоящий из органических остатков, промежутки между которыми заполнены мелкозернистым доломитом; мощность 3 см.

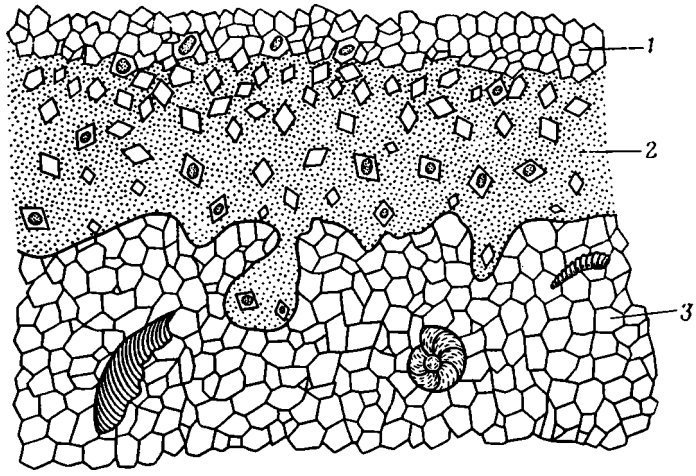


Рис. 8. Схематический рисунок контакта известняка с диагенным доломитом (шлиф 19б).

1 — доломит диагенный мелкокристаллический; *2* — известняк пелитоморфный с идиобластическими ромбоэдрами доломита (переходная зона); *3* — известняк среднекристаллический, с органическими остатками.

Прослойки доломита, залегающие среди известняков, представляют, очевидно, диагенные, а частично, может быть, и протогенные образования. На это указывают следующие признаки: 1) частое переслаивание, при незначительной мощности (1—4 см), совершенно чистых доломитов с известняками; 2) резкая граница между известняками и доломитами;

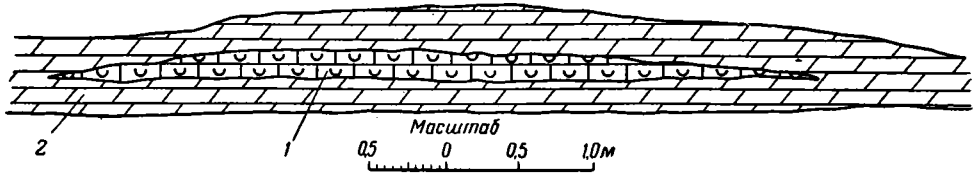


Рис. 9. Зарисовка части стенки карьера на р. Колпь. Линза грубоорганогенно-обломочного известняка (*1*) среди тонкозернистого (диагенного) доломита (*2*).

3) резкое различие структурно-текстурных признаков известняков и доломитов: прослои известняков грубоорганогенно-обломочных, а доломитов — микрозернистых, плотных, без следов органических остатков.

Сказанное может быть иллюстрировано еще одной схематической зарисовкой (рис. 9) стенки тешемлянского карьера, где среди скрытокристаллических плотных диагенных доломитов залегает линза грубообломочного известняка, состоящая из хорошо окатанных обломков микрозернистого известняка и раковин различных организмов. Граница между известняком и доломитом очень резкая.

Приведенные примеры иллюстрируют резкое и быстрое изменение химизма и динамики среды осадкообразования.

Третьим членом карбонатных пород, кроме описанных известняков и доломитов, являются доломитовые мергели. Они залегают среди доломитов и грубообломочных известняков в виде прослоев 0,1—0,3 м мощностью. Мергели светлозеленые или светлофиолетовые, мягкие, плотные, полосчатые, часто чередуются с глинами и органогенными известняками. Они состоят из тонкозернистого доломита с примесью глинистых частиц и алевритовых зерен, главным образом кварца, полевых шпатов и слюд.

Изложенный материал по доломитам тешемлянского горизонта позволяет сделать следующие выводы.

Пачка доломитовых пород является вполне выдержанной не только в общем виде, но и в существенных деталях, прослеживаясь в многочисленных карьерах, шурфах и естественных обнажениях. Лучше всего выдерживаются три выделенных пласта доломитов и залегающие между ними прослои мергелей. Средний химический состав доломитов тешемлянского горизонта следующий:

	Н. о.	R_2O_3	CaO	MgO	П. п. п.
Для всего горизонта	3,51	0,62	31,52	18,60	45,9

Выдержанность и постоянное стратиграфическое положение говорят о том, что доломитовые породы тешемлянского горизонта являются в основном не эпигенетическими, а сингенетическими. Эпигенетический элемент здесь, очевидно, имеет весьма подчиненное значение.

Среди сингенетических доломитов доминирующее распространение имеет диагенный тип с характерными макроскопическими признаками: неясной реликтовой органогенной структурой, первичной пористостью, возникшей частью при процессах диагенеза, частью при формировании органогенного известняка. Протогенные доломиты обладают незначительным распространением. Они залегают в виде маломощных прослоев среди диагенных доломитов и неизмененных известняков. Характерно наличие обломков кварца и слюды размером не более 0,1 мм и переслаивание доломитов с доломитовыми мергелями и доломитовыми глинами.

Как уже указывалось, в пределах тешемлянского горизонта проходили процессы и эпигенетической доломитизации.

Хорошим примером, иллюстрирующим результат эпигенетической доломитизации, может служить рис. 10, представляющий зарисовку основания стенки Тороповского карьера. Здесь, на участке протяжением в 5 м, слои грубоорганогенно-обломочных известняков превращены в рыхлый или крепкий доломит со следами структуры исходного известняка, а прослой плотного диагенетического доломитового мергеля имеет брекчиевидную структуру, по которой легко могли проникать грунтовые воды.

Интересный факт, заслуживающий упоминания, — это наличие мелкопятнистой доломитизации. На фоне плотного тонкопористого, почти белого известняка, бурно вскипающего от соляной кислоты, разбросаны небольшие пятна слабо вскипающего от соляной кислоты кремового доломита.

Комплекс карбонатных пород тешемлянского горизонта образовался в весьма мелководной части среднекарбонового моря с резко изменчивыми гидродинамическими и физико-химическими свойствами. Прослои и незначительные линзы грубозернистых известняков, состоящих из битой и хорошо окатанной ракуши, где сохранились лишь наиболее устойчивые части раковин, образовались в зоне сильного волнения, вероятнее всего в зоне прибоя, чем и объясняется линзообразный характер их залегания. Это подтверждается также наличием галек мергеля и резкой нижней границей со следами размыва подстилающих пород. Переслаивание

грубообломочного материала с прослойками доломитовых мергелей, глин и плотных микрозернистых доломитов указывает на резкие изменения динамических и физико-химических условий среды. Накопление химических осадков и терригенного глинисто-алевритового материала, очевидно, происходило в спокойных условиях вблизи берега. Доказательством мелководности и даже полного высыхания воды в бассейне может служить также наличие трещин высыхания, обнаруженных в мергелях, глинах и протогенных доломитах в контакте с грубообломочными известняками. Тонкие прослои тонкозернистых хемогенных доломитов образовались, очевидно, в мелких прибрежных заливчиках или в усыхающих озерках.

Значительно более устойчивые и постоянные условия существовали при накоплении основного комплекса диагенных доломитов тешемлянского горизонта, где при некотором углублении бассейна отлагался

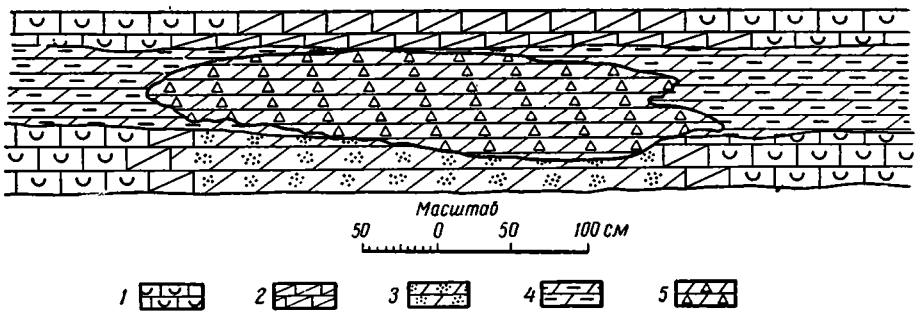


Рис. 10. Зарисовка части стенки Тороповского карьера, показывающая взаимоотношение диагенных и эпигенных доломитов.

1 — известняк органогенный; *2* — известняк доломитизированный; *3* — доломит эпигенетический рыхлый, образовавшийся из органогенного известняка; *4* — мергель доломитовый диагенный; *5* — мергель доломитовый, брекчиевидный, диагенный.

главным образом кальцитовый органогенный материал, превратившийся в процессе раннего диагенеза в доломит.

Вторым местом, где произведены исследования среднекаменноугольных доломитовых пород, был Чагодощинский район. В пределах этого района по берегам рр. Чагоды, Песи, Смердомли существуют многочисленные обнажения карбонатных пород, очень близких, а может быть синхроничных по возрасту тешемлянскому горизонту. Карбонатные породы здесь отличаются непостоянством состава и структурно-текстурных признаков как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Наблюдаются все переходы от чистых известняков к нормальным доломитам. Наряду с диагенными здесь широко развиты эпигенные доломитовые породы, которые возникли из разнообразных по генезису известняков: грубообломочных, органогенных и хемогенных.

По данным Е. К. Яржемской, колебания в содержании MgO в одном и том же горизонте происходили в широких пределах и на весьма коротком расстоянии. Яржемская указывает, что в некоторых местах пласты известняка обладают пятнистой доломитизацией. Пятна и гнезда различных размеров, неправильной формы и в различной степени доломитизированы, благодаря чему содержание MgO колеблется в породах от 1,0 до 20%. При этом отмечено, что в разрыхленных доломитовых породах MgO достигает наибольшего содержания, колеблясь от 18 до 20%.

Иллюстрацией эпигенной доломитизации могут служить следующие примеры.

Так, один и тот же слой пелитоморфного известняка в одном углу карьера содержит MgO — 2%, в другом — 16%, в соседнем же карьере — 19,60%. То же самое можно сказать относительно грубообломочных известняков, которые в недоломитизированных местах содержат MgO — 0,32%, а в доломитизированных — до 14,4%.

В табл. 6 приведены данные содержания MgO по отдельным пробам, взятым с четырех стенок шурфа из одного и того же пласта, мощностью 0,4 м.

Такие значительные колебания MgO на столь малых расстояниях в одном и том же слое могут быть лишь при эпигенетической доломитизации.

Таблица 6

Содержание MgO по стенкам шурфа (в %)

Стенки шурфа	Содержание
Северная	18,49
Восточная	19,59
Южная	13,77
Западная	13,82

Е. К. Яржемская наблюдала в шлифах известковые доломиты, состоящие из микрозернистого кальцита, среди которого неравномерно распределены ромбоэдры доломита.

Следует указать еще на обнажение, расположенное на правом берегу р. Ратцы, где наблюдается частое переслаивание известняков с доломитами. Доломиты микрозернистые, брекчиевидной структуры, с многочисленными щелевидными пустотами, представляющими пустоты выщелачивания кристаллов гипса, что служит указанием на то, что прослои доломитов представляют здесь, вероятно, хемогенный осадок.

Суммируя эти данные, можно сказать, что в пределах тешемлянского горизонта достаточно отчетливо выделяются все три генетических типа доломитов, которые теснейшим образом переплетаются и, несомненно, генетически связаны между собою.

5. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

Для протогенных доломитов характерно правильное пластовое залегание; пласты выдерживаются на несколько десятков, а иногда даже на сотни километров (горизонт с «червеходами» серпуховской свиты прослеживается более чем на 250 км).

Диагенные доломиты имеют также пластовое залегание, но пласты менее выдержаны как по протяжению, так и по мощности. Тем не менее, протяженность их может прослеживаться на десятки километров (тешемлянский горизонт среднего карбона). Границы пластов не столь резкие по сравнению с протогенными доломитами. Они часто переслаиваются с известняками и протогенными доломитами. Как для диагенных, так и для протогенных доломитов возможно линзообразное залегание при образовании их в небольших усыхающих водоемах.

Форма тел эпигенных доломитов весьма характерна для них, а вместе с тем служит достаточно надежным доказательством их эпигенетического происхождения. На рис. 2, 3, 7, 9, 10 показано, что эпигенетические доломитовые тела, залегающие среди известняков, имеют весьма неправильную, причудливую форму и различные размеры — от небольших пятен до сотни, а иногда тысячи метров по простиранию.

В пределах толщи «в» доломитизация наиболее часто приурочена к нижней, реже к средней и очень редко к верхней части пласта. Однако

такое размещение доломитизированных тел наблюдается лишь в том случае, если известняки толщи «в» покрываются непосредственно четвертичными отложениями, т. е. там, где грунтовые воды заполняют не весь пласт, а лишь нижнюю его часть. Рис. 11 дает нам наглядное представление о форме и расположении доломитовых тел в пределах толщи «в» как в плане, так и в разрезе. Нередки случаи, когда толща «в» сплошь доломитизирована от подошвы до кровли или содержит несколько прослоев на различных уровнях.

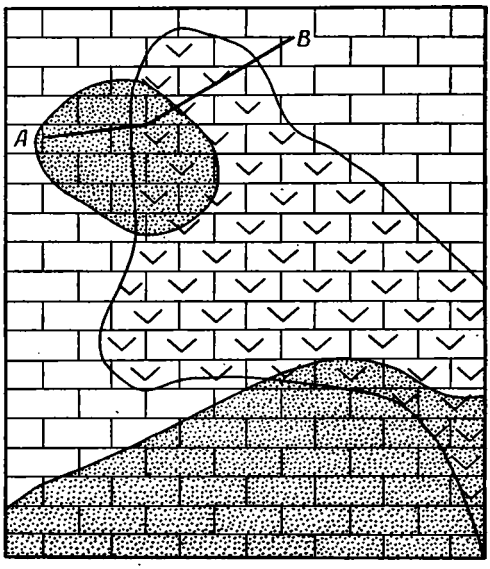


Рис. 11. Формы залегания эпигенных доломитовых тел среди известняков толщи «в».

кирпичики — известняки; галочки — доломитовые породы верхнего гнезда; кирпичики с точками — доломитовые породы нижнего гнезда.

Эпигенетические тела не менее причудливой формы, но небольших размеров, приводятся З. А. Богдановой по месторождениям Магнитогорского района на Урале (1940₁).

6. НЕКОТОРЫЕ ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ В СВЯЗИ С ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИЕЙ ИЗВЕСТНЯКОВ

А. Связь эпигенетической доломитизации с циркуляцией грунтовых вод

Из вышеизложенного материала напрашивается следующий вывод: процессы эпигенетической доломитизации осуществляются в связи с циркуляцией грунтовых вод в известняках, так как подавляющее большинство доломитовых пород кавернозно и с карстовыми пустотами. Однако такой вывод был бы поверхностным и даже неправильным. Во-первых, существуют участки, хотя бы среди той же веневской толщи, состоящие из невыщелоченного плотного доломита, где следы интенсивной циркуляции грунтовых вод не заметны; во-вторых, весьма распространенным и общеизвестным является факт интенсивного выщелачивания каменноугольных

известняков с образованием карста и без сопровождения сколько-нибудь заметных процессов доломитизации. Кажущаяся связь между карстообразованием и доломитизацией обусловливается тем, что в результате процессов эпигенетической доломитизации доломитовые породы приобретают значительную дополнительную пористость (около 13%) по сравнению с исходными известняками, а потому становятся более благоприятными для интенсивной циркуляции грунтовых вод и для выщелачивания. Если к этому еще прибавить, что доломитовые породы нередко бывают более разрыхленными, чем известняки, и, следовательно, могут подвергаться суффозионным процессам, то можно сказать, что выщелоченность доломитовых пород представляется не как непосредственный результат доломитизации, а как следствие этого процесса. Но главным аргументом, говорящим против прямой связи выщелачивания известняков и доломитизации, является то, что химический характер среды, необходимый для процессов выщелачивания и доломитизации, совершенно различный и даже противоположный.

Процессы выщелачивания осуществляются при сравнительно быстрой циркуляции, притом лишь грунтовыми водами с низким значением pH и со значительным содержанием свободной угольной и органических кислот, тогда как для процессов доломитизации необходима среда с большим щелочным резервом и с высоким значением pH, а также очень слабая циркуляция растворов.

С этой точки зрения отсутствие доломитизации или слабую доломитизацию известняков в верхних горизонтах толщи «в» можно объяснить тем, что здесь спускающиеся сверху грунтовые воды содержат большое количество угольной и гумусовых кислот, которые по мере продвижения вниз, в области горизонтальной циркуляции или в застойной зоне, вследствие значительного замедления движения и, следовательно, длительного соприкосновения с известняком, приобретают щелочной характер, более способный к доломитизации.

Вполне логично считать, что процессы доломитизации вызываются не той частью водных растворов, которая свободно и быстро циркулирует по крупным каналам и трещинам, производя выщелачивание, а той частью, которая проникает по капиллярам в окружающие известняки, изменяя там свой состав.

Очевидно, что сами процессы выщелачивания и доломитизации протекают совершенно независимо один от другого. Однако при соответствующих условиях между ними устанавливается сложная взаимосвязь: в результате доломитизации увеличивается пористость породы, облегчающая интенсивность выщелачивания и циркуляции грунтовых вод, благодаря чему на некоторой глубине от стенок пустот более быстро осуществляется обменная реакция между ионами Ca и Mg.

Л. В. Пустовалов, основываясь на наблюдениях В. Эманс, У. Твенхофел, а также на собственных данных, указывает, что «. . . быстро текущие подземные потоки производят лишь растворяющее действие, но не вступают в химическое взаимодействие с окружающими породами» (1941).

Бэн (Bein, 1936) пишет, что наиболее интенсивные гидротермальные метасоматические процессы приурочены к породам, обладающим тонкой (субкапиллярной) пористостью, где диаметр пор измеряется лишь десятками ангстремов. Так, для водных растворов $BaCl_2$ и $CaCO_3$ наиболее эффективен диаметр пор около 30 Å.

Приведенные высказывания подкрепляют наше мнение относительно отсутствия прямой связи между выщелачиванием и доломитизацией известняков. Доломитизация осуществляется лишь при медленной циркуляции грунтовых вод, неспособной производить карстообразование.

Б. Селективность процессов эпигенетической доломитизации и характерные структуры генетических типов доломитов

При описании примеров нами неоднократно указывалось, что как в органогенных, так и в хемогенных известняках в первую очередь подвергаются доломитизации пелитоморфные и тонкозернистые участки кальцита. Особенно отчетливо это заметно в известняках, подвергшихся лишь частичной перекристаллизации или дегрануляции, где наряду с мелко- и среднезернистым кальцитом существуют пелитоморфные участки, в пределах которых и начинается в первую очередь доломитизация, выражающаяся обычно в появлении и развитии ромбоэдров доломита. Еще более резкая картина избирательной доломитизации наблюдается в органогенных известняках, где раковины цементируются тонкозернистым или пелитоморфным кальцитом, среди которого и появляются в первую очередь ромбоэдры доломита (рис. 5).

Такая селективная доломитизация, очевидно, обусловлена тем, что тонкозернистый кальцит обладает значительно большей реагирующей поверхностью и большей свободной поверхностной энергией, чем окристаллизованный крупнозернистый кальцит. Усилению этого процесса еще способствует и то, что в результате доломитизации образуется более крупнокристаллическое вещество.

Оставаясь более устойчивым, по сравнению с пелитоморфным и тонкозернистым кальцитом, раковины различных организмов неодинаково реагируют на процессы доломитизации.

Н. Н. Смирновым (1930), З. А. Богдановой ($1940_{1 \text{ и } 2}$) и др. указывается, что наиболее устойчивыми в отношении доломитизации являются членики криноидей. Е. П. Александрова (1938) обращает внимание на артинский доломит Ишимбаевского района, в котором из всех органических остатков сохранились лишь членики криноидей. Г. И. Теодорович подчеркивает, что доломит замещения развивается избирательно «. . . главным образом на месте микрозернистого $CaCO_3$ или скелетных остатков организмов, сложенных им. . .» (1950, стр. 70). Об этом же пишет Я. К. Писарчик (1950).

Наши наблюдения также показывают, что в первую очередь подвергаются доломитизации раковинки фораминифер, потом — брахиопод, кораллов и других животных, а в самую последнюю очередь — членики криноидей, которые иногда остаются незатронутыми даже среди сплошного доломита.

Причиной здесь, очевидно, являются тоже структурные особенности кальцита, слагающего органические остатки. Раковины фораминифер подвергаются доломитизации скорее других лишь потому, что они построены из весьма тонкозернистого кальцита. В раковинках брахиопод кальцит имеет волокнисто-пластинчатую структуру, тогда как членики криноидей в большинстве случаев представляют наиболее крупные монокристаллы кальцита и потому наиболее устойчивы в отношении процессов доломитизации. Любопытно отметить, что членики криноидей нередко содержат в центральном канале ромбоэдры доломита (как это показано на рис. 1, *17*), которые развиваются благодаря заполнению канала пелитоморфным кальцитом.

Из этого следует, что при доломитизации растворы магниевых соединений, проникая в известняки по субкапиллярам, вначале вступают во взаимодействие с наименее, а потом с более окристаллизованным кальцитом, постепенно превращая таким путем известняки через доломитизированные известняки и известковые доломиты в доломиты (табл. I, фиг. 2).

На примере сравнения химического состава различных горизонтов силурийских известняков ($B_{II\alpha}$, $B_{II\beta}$ и $B_{II\gamma}$) можно сделать вывод, что глинистые известняки и мергели подвергались меньшей степени доломитизации по сравнению с более чистыми известняками, что, очевидно, связано с различной капиллярностью и различным составом исходных пород.

Из сказанного следует более общий вывод, что на ход и интенсивность эпигенетических процессов доломитизации оказывают влияние структуры органогенной и неорганогенной части кальцита и степень глинистости известняков.

Однако доломитизация и ее интенсивность определяются не структурными особенностями известняков, а прежде всего составом, концентрацией и другими особенностями магнезиальных растворов, циркулирующих по этим известнякам. Так, известняки толщи «в», обладающие всюду одинаковой структурой и составом, имеют в разных местах крайне различную степень доломитизации.

Обращает на себя внимание полное изменение структуры исходного известняка при эпигенетической доломитизации. Здесь мы не находим таких замечательных псевдоморфоз, какие наблюдаются в желваках кремня, образующихся при вытеснении кальцита коллоидным кремнеземом, где зафиксированы самые мельчайшие детали строения раковин (Вишняков, 1953).

Известняки, полностью замещенные эпигенетическим доломитом, не сохраняют первичной структуры; в них совершенно исчезают структуры органических остатков и первичная микрослоистость. Опознать первичную структуру можно лишь по незамещенным или неполностью замещенным участкам, или же по наличию некарбонатного вещества: глинистых или углистых частиц и окислов железа.

Реликтовые структуры в доломитах наблюдаются лишь в том случае, если микрозернистые или пелитоморфные известняки замещены таким же микрозернистым доломитом. Если же замещение, как это бывает обычно, ведет к образованию более крупнозернистого доломита, то первичная структура не сохраняется. Она не сохраняется также и тогда, когда исходная порода не обладала тонкозернистой структурой.

Высказанные соображения относятся не только к эпигенным, но в равной или даже в большей мере и к диагенным доломитам, с той лишь разницей, что при диагенном процессе замещение происходит обычно более мелкозернистым доломитом, чем при эпигенном, а потому возникает больше возможностей для передачи первичных структур.

Очевидно, что столь глубокие структурные изменения при превращении известняка в доломит происходят в результате перестройки кальцитовой кристаллической решетки в доломитовую.

Несомненно, одним из характерных и важных признаков, получающихся в результате эпигенетической доломитизации, является образование ромбоэдрических форм доломита. Ромбоэдры кальцита встречаются в известняках исключительно редко. Это объясняется тем, что кальцит вообще редко образует ромбоэдрические кристаллы, в то время как доломит дает почти исключительно ромбоэдрические формы. В доломитизированных известняках ромбоэдры, как правило, имеют прекрасно выраженную ромбоэдрическую форму, идиоморфную по отношению к окружающему кальциту. Размеры ромбоэдров обычно колеблются от 0,01 до 0,2 мм.

В начальной стадии доломитизации ромбоэдры среди кальцитовой массы известняка находятся в виде одиночных кристаллов, обычно не соприкасаясь непосредственно друг с другом. При дальнейшем процессе доломитизации они чаще распределяются группами (табл. I, фиг. 2),

а при полной доломитизации оставшегося кальцита образуют мелкозернистый доломит с неправильной формой зерен, среди которых заметны первоначально образовавшиеся ромбоэдры.

Как справедливо указывает Г. И. Теодорович, «. . . идиоморфизм ромбоэдров доломита характерен для незавершенной доломитизации известняков» (1945). Точнее — идиоморфные ромбоэдры образуются в незавершенную, первоначальную стадию доломитизации известняков. Это вполне понятно, ибо правильный и равномерный рост ромбоэдров возможен лишь при наличии свободного пространства, которым является кальцитовое вещество известняка. Как только ромбоэдры приходят в соприкосновение между собой, равномерное развитие их становится невозможным, а потому оставшаяся часть известняка замещается неправильно-зернистыми ксеноморфными доломитовыми зернами.

Таким образом, независимо от степени доломитизации, для эпигенетических доломитовых пород характерно наличие идиоморфно развитых ромбоэдров. В диагенных доломитах они встречаются, повидимому, очень редко и не обладают столь правильно ограненной формой, многократная же зональность в них отсутствует.

Следует указать, что идиоморфно развитые ромбоэдры доломита с ядрами и зональным строением Г. И. Теодорович считает характерными для диагенных доломитовых пород, в которых кальцитовое вещество замещено неполностью (1950).

Наши наблюдения это не подтверждают. При неполной доломитизации ромбоэдры расположены главным образом среди микрозернистой кальцитовой массы, а при полной — среди неправильно-зернистого доломита.

Вторым фактором, обусловливающим идиоморфное развитие ромбоэдров, является интенсивность или скорость самого процесса доломитизации.

При медленном поступлении и слабой концентрации растворов магниевых соединений, типичных для грунтовых вод, пропитывающих известняки, возникают редкие центры кристаллизации, которым обеспечивается медленный рост и идиоморфное развитие ромбоэдрических кристаллов доломита. При диагенезе концентрация растворов солей магния в морской или лагунной воде, пропитывающей рыхлый известковый осадок, значительно выше, поэтому возникает одновременно обильное количество центров доломитовых кристаллов, расположенных близко один от другого. При интенсивном росте они быстро соприкасаются между собою и мешают развитию правильно ограненных форм, чем и объясняются мелкозернистый характер и неправильная полиэдрическая, нередко закругленно-угловатая форма и расплывчатые контуры зерен в диагенетических доломитах; в этом случае образуется так называемая аллотриоморфнозернистая структура, подобная тем, которые изображены на рис. 6 и в табл. I, фиг. 3. При этом зерна доломита содержат обычно большое количество пылевидных включений карбоната, который, вероятно, не успел ассимилироваться в процессе быстрого роста доломитовых кристаллов. Наблюдаемые каемки, более прозрачные по сравнению с ядрами зерен, свидетельствуют о замедлении роста кристаллов, что, вероятно, связано с увеличением мощности и уплотнением покрывающего слоя осадка, следовательно — с затрудненным проникновением магнезиальных растворов.

В эпигенетических доломитах характерно также наличие ядер, находящихся внутри ромбоэдров или зерен доломита. В большинстве случаев эти ядра состоят из непрозрачного рудного вещества (окислов железа) или пелитоморфного карбоната (табл. I, фиг. 2, рис. 1).

Протогенные доломиты обладают пелитоморфной или тонко-равномернозернистой, нередко сгустковой структурой и, как правило, резко выра-

женной микрослоистой текстурой. Такая структура и текстура связаны с тем, что доломит выпадает на дно водоемов в виде тончайшего порошка, который затвердевает без значительной перекристаллизации в стадию диагенеза.

Просмотр многочисленных шлифов протогенных доломитов из кембрийских отложений Восточных Саян, верхнего карбона Самарской Луки, девона Прибалтики и из других мест показал, что всюду размер зерен в них измеряется сотыми, а чаще — тысячными долями миллиметра. При этом форма зерен многоугольная, изометрическая, лишь очень редко и, повидимому, только в перекристаллизованных местах, приближающаяся к ромбоэдрической. Весьма интересно, что при сильном увеличении микроскопа в центре большинства зерен (а кое-где и всех зерен) обнаруживаются бурые точечки, состоящие, повидимому, из окислов железа. Вместе с тем есть доломиты, в которых таких включений весьма мало. Можно считать, что бурожелезистые точечные включения представляют собой мельчайшие колломорфные тельца, являющиеся центрами кристаллизации («затравками») доломитовых зерен, возникших, вероятно, во взвешенном состоянии в водной среде.

Разумеется, в силу эпигенетических или метаморфических процессов первичные структуры доломитов могут быть изменены весьма значительно.

Ранее изложенные наблюдения и только что высказанные соображения относительно структур доломитов позволяют сделать следующее обобщение: *различные генетические типы доломитов обладают различными и характерными для каждого из них структурами, которые в той или иной степени отражают условия образования доломитов и, следовательно, могут служить диагностическими признаками* (см. табл. 9).

Не сомневаясь в том, что это обобщение в принципе верно, мы считаем, однако, что для широкого использования его необходимы проверка и уточнение на более разнообразном материале.

В. Парагенетическая связь окислов железа с эпигенетическими доломитами

Парагенетическая связь между эпигенетическими кристаллами доломита и окислами железа сказывается: 1) в образовании скоплений окислов железа в ядре кристаллов доломита; 2) в зональной перемежаемости в кристаллах доломита прозрачного доломитового и бурожелезистого вещества; 3) в накоплении бурожелезистой оболочки вокруг кристаллов доломита. Нередко окислы железа образуют тонкую пылевидную сыпь в кристаллах доломита или распределены между его зернами. Внешне наличие включений окислов железа выражается в приобретении породой весьма характерной кремовой или, реже, красной и бурой окраски; так, первичная зеленовато-серая окраска нижнесилурийских глауконитовых известняков при переходе в доломиты изменяется до кирпично-красной.

Зональное строение кристаллов доломита и наличие в них рудного ядра отмечались многими исследователями (Пустовалов, 1941; Смирнов, 1930; Теодорович, 1946; Cayeux, 1935). Однако причины возникновения этих явлений до сих пор остаются неясными.

Л. В. Пустовалов (1941) предполагает, что окислы железа проникали внутрь кристаллической решетки в виде коллоидных растворов, коагулирующих там по схеме Лизеганга. Подобное объяснение едва ли может считаться в какой-либо мере удовлетворительным, хотя бы по той причине, что крупные коллоидные частицы окислов железа не могут поместиться внутри ячеек кристаллической решетки доломита. Нам представляется, что скопления окислов железа, находящиеся в ядре кристалла, служили центром кристаллизации, а бурожелезистые зоны являются нарастаниями,

образовавшимися в определенные моменты роста кристаллов доломита. Можно предполагать, что скопления коллоидных окислов железа способны адсорбировать на своей поверхности молекулы доломита, превращаясь при этом в центры кристаллизации, и, наоборот, при росте кристаллы доломита могли адсорбировать на своей поверхности окислы железа, которые при достаточной концентрации покрывали поверхность кристалла сплошным слоем.

Интересно отметить, что в отдельных местах горной породы количество бурожелезистых зон в ромбоэдрах остается более или менее постоянным: в одних шлифах все ромбоэдры имеют лишь по одной, в других — по две, в третьих — по три зоны. Это говорит о том, что окислы железа откладывались на поверхности кристаллов в определенные моменты, в моменты усиленного притока и увеличения концентрации коллоидных растворов железистого вещества.

В некоторых доломитовых породах значительная часть окислов железа распределяется по периферической части зерен доломита, разграничивая отдельные зерна друг от друга и заполняя промежутки между ними.

Как указывалось, доломитизированные участки по их кремовому или бурому цвету обычно нетрудно отличить от вмещающих известняков. Под микроскопом резко бросается в глаза более высокое содержание в них бурых окислов железа. Возникает вопрос, существовали ли соединения железа в исходном известняке, или они принесены извне, в процессе доломитизации?

Из табл. 7 видно, что эпигенетические известковые доломиты содержат в 4 раза больше окислов железа, чем недоломитизированные известняки.

Таблица 7

Химический состав карбонатных пород толщи «в» (в %)

Породы	Количество анализов	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	П.п.п.
Известняки	25	1,10	0,4	0,12	54,50	0,50	43,0
Доломитизированные известняки и известковые доломиты . . .	2	1,84	1,7	0,30	42,46	11,05	42,43

Для этой же цели нами вычислено среднее содержание Fe_2O_3 в известняках и доломитизированных известняках среднекаменноугольного возраста Подмосковного бассейна, где подавляющее большинство доломитовых пород, по нашему мнению, образовалось также эпигенетическим путем. Химические анализы, взятые из работы Н. Н. Смирнова (1930), показали, что среднее содержание Fe_2O_3 в известняках (по 46 анализам) равно 0,68%, а в доломитизированных известняках (по 27 анализам) — 1,35%, т. е. в два раза больше.

Эти данные, полученные на основании значительного количества анализов, едва ли являются случайными. Они вместе с микроскопическими наблюдениями говорят о том, что *при процессах эпигенетической доломитизации происходят привнос окислов железа извне и их фиксация доломитовыми породами*. Вместе с тем приведенные выше данные свидетельствуют о том, что процессы эпигенетической доломитизации осуществляются в окислительной среде.

Г. Время эпигенетической доломитизации

Одним из важнейших вопросов является выяснение времени, в которое протекали процессы эпигенетической доломитизации. В отношении доломитизации силурийских глауконитовых известняков вопрос решается достаточно определенно, поскольку эти процессы мы связываем с распространением вод Наровского бассейна, существовавшего в начале среднего девона. Из этого, конечно, отнюдь не следует, что процессы доломитизации не осуществлялись и в более позднее время.

О времени доломитизации каменноугольных известняков можно высказать лишь некоторые соображения, вытекающие из наших наблюдений. Существование континентальных условий на территории распространения каменноугольных известняков в течение всего мезозоя и кайнозоя не исключает возможности многократного повторения доломитизации (см. рис. 12). Нельзя также исключать возможность доломитизации во время континентального перерыва между средним и нижним карбоном, в течение которого происходило образование карста. В особенности интенсивно доломитизация могла протекать в верейское время, при отложении хемогенных доломитов.

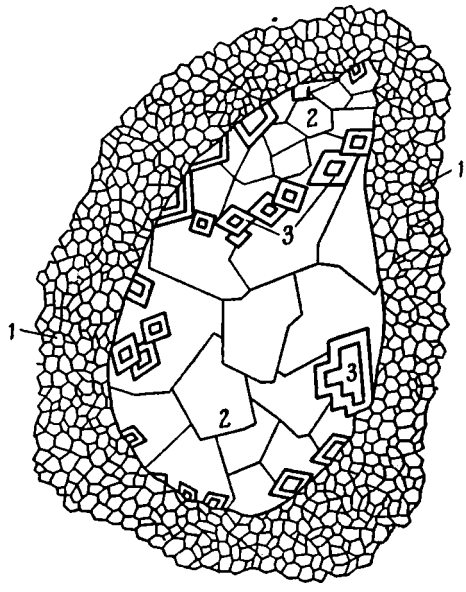


Рис. 12. Две генерации доломита.

1 — доломит мелкокристаллический (вмещающая порода); *2* — кальцит крупнокристаллический, заполняющий пустоту в доломите; *3* — ромбоэдры доломита среди вторичного кальцита.

Наблюдения показали, что доломитизация происходила после образования желваков кремня, закончивших свое формирование не ранее последней стадии диагенеза (Вишняков, 1953).

Приведем здесь некоторые факты, могущие служить указанием на течение процессов доломитизации в четвертичное время.

С этой точки зрения весьма интересным является распространение совершенно недоломитизированных известняков веневской и тарусской толщ на левом берегу р. Рядани и в значительной мере доломитизированных — на ее правом берегу.

Если к этому прибавить, что правобережные известняки обводнены, а левобережные сухие, то можно сделать вывод, что доломитизация протекала после образования долины р. Рядани, т. е. в четвертичное время.

Подобная связь доломитизации с современной гидрографической сетью и с грунтовыми водами наблюдается также в пределах ранее детально описанных карьеров № 1 и 2 (рис. 2 и 3) месторождения известняков, площадь которого ограничена с запада и востока глубокими ручьями, а с юга — долиной р. Синенки (рис. 13). Благодаря трехстороннему дренажу, подземные воды на месторождении отсутствуют, а известняки в этом месте совершенно не доломитизированы. Вглубь от берега реки известняки веневской толщи дренируются в меньшей степени, а еще дальше они сплошь обводнены. Вместе с тем усиливается и их доломитизация. По другую сторону у обоих ручьев известняки также доломитизированы или превращены в доломит (рис. 2).

Приведенные примеры, с дополнением ранее описанных наблюдений, указывающих на приуроченность доломитизированных участков преимущественно к нижней части толщи «в», дают основание заключить, что

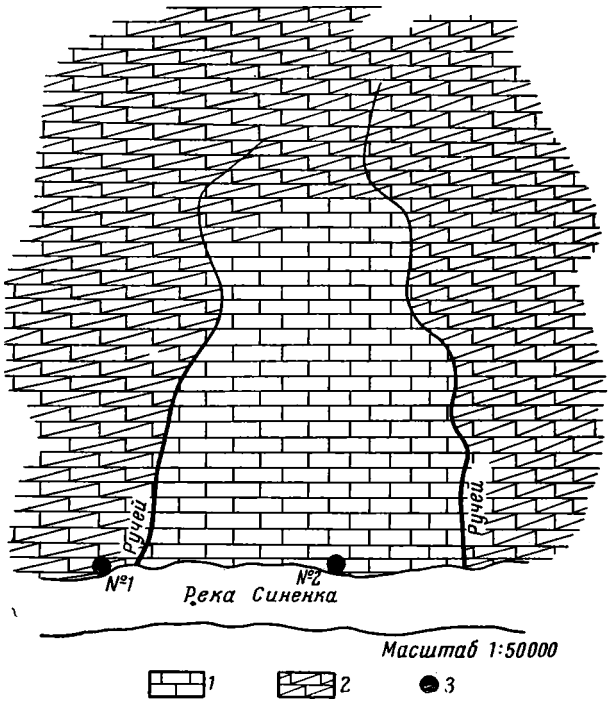


Рис. 13. Форма залежи доломитизированных известняков на р. Синенка, в плане.

1 — известняки; *2* — доломитизированные известняки и эпигенетические доломиты; *3* — карьеры (№ 1 и 2).

процессы доломитизации происходили и, вероятно, происходят в зависимости от современной гидрографической сети, а следовательно возраст их определяется четвертичным периодом, включая и настоящее время.

Д. Некоторые данные и соображения относительно процессов эпигенетической доломитизации

Доломитизация, т. е. превращение кальцитового вещества в доломит, в природе происходит в силу принципа энергетической выгодности процесса и принципа стремления к более плотной упаковке вещества.

Сравнивая радиусы ионов и эки Ca и Mg, А. Е. Ферсман (1939) делает заключение, что в геохимии нормально должны идти процессы замещения кальциевых карбонатов магниевыми с образованием доломита, так как эта реакция идет с выделением свободной энергии, в силу того, что энергетическая константа иона магния больше энергетической константы кальция на величину 0,35 (эк Mg — 2,10, а Ca — 1,75). Радиус иона Ca — 1,01, а Mg — 0,75; элементарная ячейка кристаллической решетки a — 6,41 Å, а доломита a — 5,94 Å.

Из этих данных следует, что кристаллическая решетка доломита имеет более плотную упаковку, чем кальцита, т. е. что при переходе кальцита в доломит в силу вступает и второй принцип.

Если вывод относительно возможности доломитизации в настоящее время справедлив, то из него следует, что медленно циркулирующие теперь в известняках подземные воды способны доломитизировать эти известняки.

Есть основания считать, что и в более раннее четвертичное время, в особенности в ледниковый период, подземные воды не отличались более высокой минерализацией по сравнению с современным, так как этому не благоприятствовали климатические условия. Наиболее минерализованные воды из серпуховских известняков имеют следующий химический состав (табл. 8):

Таблица 8

Химический состав воды из серпуховских известняков (в мг/л)

Сухой остаток 266
Жесткость (в нем. град.) 14

SO_4	6,2	Na + K	7,8
Cl	7,0	Ca	60,7
HCO_3	288	Mg	20,6
SiO_2	4,8	pH	7,6
R_2O_3	2,4		

В пересчете на солевой состав:

NaCl	10
K_2SO_4	10,2
$Ca(HCO_3)_2$	186
$Mg(HCO_3)_2$	102

Однако нам совершенно неизвестно, при каких физико-химических условиях и какими путями протекает метасоматический процесс эпигенного доломитообразования в известняках. Можно полагать, что эти условия в какой-то степени должны быть сходны с диагенным доломитообразованием, о котором после известных работ Н. М. Страхова и Г. И. Теодоровича мы имеем определенное суждение и некоторые конкретные данные.

Основными факторами диагенного доломитообразования Н. М. Страхов считает значение pH и щелочной резерв. Для оз. Балхаш и Бурлинских озер Н. М. Страхов указывает, что когда щелочной резерв превышает 8—9 мг-экв., а pH поднимается до 8,8 и выше, начинается накопление магниевых соединений в виде доломита (1951, стр. 248).

Однако серпуховские воды по своему составу и концентрации солей, а также по щелочному резерву и значению pH очень далеки от вод указанных озер. Значение pH в них не превышает 7,5—7,6, щелочной резерв не выше 4,5—4,7 мг-экв., общая соленость их в 15—20 и более раз ниже; так же и другие соотношения Ca: Mg (для оз. Балхаш эти соотношения от 1 : 1,6 до 1,7 : 4, для серпуховских вод 3 : 1).

Из приведенного сравнения следует, что серпуховские воды очень далеки по своим свойствам от возможности прямым путем вступить во взаимодействие с известняками и образовать доломит. Остается допустить, что в доломитизируемых известняках создаются условия, способствующие возможному осуществлению метасоматической реакции, при которой на реагирующей поверхности происходит повышение концентрации магниевых соединений.

Указанный ранее селективный характер эпигенетической доломитизации, приуроченный к тонкозернистым и пелитоморфным участкам кальцита в известняках, наводит на мысль, что реакция доломитообра-

зования осуществляется в связи с адсорбцией магниевых соединений тонкодисперсным кальцитом, обладающим большой удельной поверхностью, а следовательно, и соответственно большой поверхностной энергией.

Благодаря адсорбции, на поверхностях кальцитовых зерен значительно увеличивается концентрация магния по сравнению с окружающим раствором, т. е. в данном случае происходит сгущение на границе раздела твердой кальцитовой фазы и жидкой фазы магнезиальных соединений.

Это дает возможность ионам магния вступить во взаимодействие с молекулами $CaCO_3$ и образовать доломит. Следовательно, мы допускаем, что процесс эпигенетического доломитообразования осуществляется путем обменной адсорбции, при которой происходит химическое поглощение кальцитом иона магния, а вместо него в раствор поступает ион кальция, подобно тому, как это имеет место при обменной химической реакции.

Из литературы по почвоведению известно, что емкость поглощения почвами магния очень большая, в этом отношении магний стоит следующим после кальция. Из литературы также известно, что магний способен вытеснять из почв кальций (Горбунов, 1948).

На вытеснение кальция магнием указывается и в работе С. А. Щукарева и Т. А. Толмачевой (1930).

Сорбционная способность магния общеизвестна также по флоридиновым глинам.

А. А. Роде (1938) отмечает, что в некоторых глинистых породах значительное повышение содержания карбоната магния происходит за счет поглощения магниевых солей тонкодисперсным глинистым веществом.

По Б. Б. Полынову (1947), в некоторых почвах наиболее прочной связанностью обладает абсорбированный магний.

Н. М. Страхов обнаружил, что в осажденном при лабораторных опытах $CaCO_3$ всегда оказывалось небольшое количество (0,3—0,7%) MgO, который, по мнению автора, находился в виде $MgCO_3$ или основной соли $MgCO_3$, захваченной во время садки $CaCO_3$ из раствора (1951, стр. 45). Здесь, очевидно, $MgCO_3$ сорбирован $CaCO_3$.

Таким образом, сорбция почвами, глинами, а также известняками иона магния и магниевых солей представляет распространенное явление.

Надо полагать, что и описанная выше связь процессов доломитизации с окислами железа объясняется способностью последних сорбировать магнезиальные соли, с последующим взаимодействием их с $CaCO_3$ и образованием доломита.

В ранее цитированной работе Бэн (1936) придерживается того мнения, что процессы метасоматоза, протекающие в субкапиллярных порах, связаны с абсорбцией вещества.

На возможность образования доломитов путем обменной сорбции в одной из последних статей указывает И. И. Гинзбург (1952, стр. 168), подтверждая ранее высказанное нами мнение (Вишняков, 1951), И. И. Гинзбург пишет, что «. . . примером избирательной сорбции в результате ионного обмена может служить доломитизация известняков».

Вышеизложенное в отношении эпигенетического доломитообразования является лишь гипотезой, требующей проверки путем проведения серьезных экспериментальных работ.

Е. Источники магния при эпигенетической доломитизации

Одним из трудных является вопрос об источнике магния, который необходим для превращения известняка в доломит при эпигенетической доломитизации.

Источниками магния могут быть:

1) Органические остатки (магнийсодержащие раковинки), 2) протогенные и диагенные доломитовые породы, 3) продукты выветривания магнийсодержащих минералов и 4) продукты разложения органических веществ.

Каменноугольные известняки едва ли могли служить существенным источником магния, так как в недоломитизированных разностях содержание MgO не превышает 1,8%, обычно же количество этого компонента колеблется от 0,7 до 1,5%. Очевидно, скелеты карбоновой фауны содержали магний в ничтожных количествах.

В силурийских органических остатках, как мы видели, хотя, вероятно, и содержится MgO до 2,6%, но это количество недостаточно для заметной доломитизации.

Часть магния попадает в грунтовые воды из выветривающихся магнезиальных силикатов, содержащихся в четвертичных отложениях, а также из органических веществ.

В. И. Вернадский указывает, что хлорофилл содержит до 2% магния. Последний входит также в состав белка, плазмы и других компонентов животного вещества, часть которого при разложении органических остатков попадает в грунтовые воды и расходуется на доломитизацию.

Главнейшим источником магния, несомненно, являются залегающие среди известняков протогенные и диагенные доломиты, из которых магний выщелачивается грунтовыми водами и приносится в область известняков. Доказательством этому могут служить общеизвестный факт выщелачивания доломитов циркулирующими в них водами и приуроченность наибольшей эпигенетической доломитизации к контакту пластов диагенных и протогенных доломитов.

Подтверждением сказанному может служить тот факт, что грунтовые воды, циркулирующие по доломитовым породам, содержат больше магния, чем воды, циркулирующие по известнякам.

Так, на участках, где известняки веневской толщи представлены чистыми разностями, содержание MgO в циркулирующих по ним водах колеблется от 5 до 10 мг/л, тогда как воды серпуховских доломитизированных известняков и доломитов содержат его от 10 до 20 мг/л.

Остается также далеко не выясненным вопрос, в виде каких соединений находится в грунтовых водах магний, перешедший из доломита в раствор.

При пересчете химических анализов серпуховских вод, результаты которых приведены в табл. 8, получается, что магний в растворе находится в виде бикарбоната.

Исключительно редкие случаи нахождения новообразований доломита в виде прожилок, жеод и корочек в доломитах и доломитизированных известняках могут быть объяснены тем, что в подземных водах доломитовая молекула распадается на бикарбонат кальция и магния.

7. ВЗАИМНАЯ СВЯЗЬ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

Естественный ход доломитообразования приводит к логическому заключению, что в распределении трех выделенных типов доломитовых пород должна существовать определенная генетическая взаимосвязь. Полевые и лабораторные наблюдения эту связь подтверждают.

Многочисленными исследованиями и наблюдениями над современными осадками и древними карбонатными породами доказано, что осаждение доломита из растворов происходит после выпадения углекислого кальция.

Вместе с тем известно распространение хемогенных карбонатных пород, состоящих из доломита и кальцита, с содержанием весьма различного количества этих минералов, что служит указанием на одновременное их выпадение из растворов. Совместное нахождение указанных минералов наблюдается и в илах современных осадков (оз. Балхаш; Страхов, 1945).

Совместное нахождение этих минералов в илах Н. М. Страхов склонен объяснять сезонными изменениями физико-химической обстановки в оз. Балхаш.

Из этого следует, что в результате попеременного выпадения из водного бассейна то кальцита, то доломита могут получаться разнообразные промежуточные известково-доломитовые породы или переслаивание доломитов с известняком, как мы наблюдали на примере разреза тешемлянского горизонта (рис. 7).

Однако вполне допустимо и одновременное выпадение из раствора кальцита с доломитом, если в насыщенный доломитом водоем поступает постоянный приток углекислых солей кальция в большем количестве, чем это нужно для образования доломита. Вполне возможно, что таким путем произошли доломито-кальцитовые породы псковских слоев среднего девона, нижние горизонты доломитовой толщи кегельского яруса нижнего силура и др. (Погребов и Шильников, 1929).

Еще более допустимо образование разнообразных промежуточных известково-доломитовых пород диагенным путем. При воздействии растворов магниевых соединений на органогенные или хемогенные известковые илы, последние могут претерпевать различную степень замещения доломитом в зависимости от изменений не только физико-химических условий водной среды в иле, но и от скорости накопления известкового ила. Вполне понятно, что при одних и тех же физико-химических условиях при медленном накоплении известкового ила последний может быть полностью превращен в доломит, а при быстром — лишь частично.

Изменения физико-химических условий водной среды во времени, а также изменения скорости накопления известкового осадка скажутся на различии степени доломитизированности породы. Изменения этих же факторов доломитообразования в пространстве дадут колебания состава пласта в плане.

Пестрота доломитизации пород может получиться также от наличия или отсутствия в илах примесей органических остатков, при разложении которых интенсифицируются процессы доломитообразования (Страхов, 1945; Татарский, 1937).

Наблюдения, произведенные в стенке карьеров, показали, что среди плотных хемогенных доломитов кегельского яруса залегают прослои доломитов-ракушечников, несомненно диагенного происхождения. В тешемлянском горизонте, наоборот, хемогенные доломиты залегают в виде прослоев среди диагенных. Из этих примеров следует, что пегнитогенный процесс доломитообразования может сменяться диагенным, что вполне естественно.

В природе вполне возможно одновременное как выпадение доломита из раствора, так и замещение известнякового ила или кальцитовых раковин. Иначе невозможно объяснить нахождение среди пелитоморфных микрослоистых хемогенных доломитов раковинок остракод и других органических остатков, превращенных в доломит.

Факт нахождения почти совершенно недоломитизированных толстостенных раковин *Spirifer mosquensis* среди прослоев плотного хемогенного доломита в тешемлянском горизонте свидетельствует о том, что при не-

которых условиях диагенные процессы доломитизации прекращаются даже среди доломитового ила.

Наиболее пестрая картина различной степени доломитизации известняков наблюдается, как мы видели, при эпигенетических процессах. Процессы эпигенной доломитизации и распределение эпигенных доломитов иногда находятся в непосредственной связи с распространением протогенных и диагенных доломитов, которые нередко являются наиболее мощным источником магния для образования эпигенных доломитовых пород.

Таким образом, приведенные факты и соображения позволяют заключить, что *все три основных генетических типа доломитовых пород генетически теснейшим образом связаны и переплетаются между собой, образуя всевозможные переходные известково-доломитовые и доломитово-известковые породы.*

Необходимо указать, что Л. В. Пустовалов придерживается взгляда, противоположного нашему. Он утверждает, что: «*Существование* многочисленных *промежуточных типов пород между кальцитолитами и доломитолитами* опровергается результатами химических анализов» (1940, стр. 254). Однако многочисленный аналитический материал карбонатных пород исследуемой области не согласуется с таким утверждением, а противоречит ему.

Наши наблюдения не позволяют согласиться и с другим утверждением Л. В. Пустовалова, будто физико-химические условия образования кальцита и доломита «. . . не допускают возникновения многочисленных переходных типов» (1940, стр. 255).

8. ХАРАКТЕРНЫЕ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДОЛОМИТОВ

В приведенной табл. 9 для сравнения даются наиболее характерные признаки трех генетических типов доломитовых пород. Приводимые признаки относятся лишь к неизменным генетическим типам доломитов. Вполне понятно, что при последующих процессах перекристаллизации и выветривания все первичные структурно-текстурные признаки могут быть в значительной степени или полностью уничтожены, вследствие чего становится невозможным определение по этим признакам того или иного генетического типа доломитов (например, докембрийских). В этих случаях больше всего могут дать полевые наблюдения над условиями залегания, над формой тел, а также ассоциация с вмещающими и переслаивающимися породами.

Следует подчеркнуть, что для определения генезиса доломитовых пород во всех случаях необходимы тщательные и всесторонние как полевые, так и лабораторные исследования, с использованием комплекса признаков. Даже и в этих случаях не всегда легко и не всегда возможно с достаточной уверенностью определить условия образования доломитов или отнести их к тому или иному генетическому типу.

В настоящее время нельзя ограничиваться одной констатацией принадлежности породы к семейству доломитов; необходимо изучать их генезис, ибо от этого будет, прежде всего, зависеть оценка литолого-стратиграфического значения и практической ценности доломитовой породы.

Накопление фактического материала по доломитовым породам, исследования по доломитообразованию в современных водоемах и проведение экспериментальных работ являются очередными задачами в деле изучения диагностики и генезиса доломитовых образований.

Таблица 9

Характерные признаки генетических типов доломитовых пород

	Протогенные доломиты	Диагенные доломиты	Эпигенные доломиты
Форма и характер тел	Хорошо выдержанные пласты, занимающие определенное стратиграфическое положение в разрезе, нередко протягивающиеся на десятки и даже сотни километров. Встречаются линзы различных размеров	Пласты, по простиранию нередко переходящие в доломитовые и чистые известняки. Иногда линзы различных размеров и очень редко гнезда и пятна. Вообще же степень доломитности пород довольно равномерна.	Залегают среди известняков в виде неправильных гнездообразных и линзообразных тел, размером от нескольких метров до нескольких сот метров, реже до километров по простиранию. Контуры тел весьма неправильны, переход к вмещающим (материнским) известнякам постепенный или резкий. Приуроченности к определенному стратиграфическому горизонту обычно не наблюдается. Доломитовые тела залегают на различных высотах в разрезе.
Цвет	Кремовый, темносерый, светло-серый, зеленовато-серый с фиолетовыми и розовыми разводами	То же	Серый, розовый до красного, кремовый. Окраска неравномерная. Характерно побурение породы в связи с выделениями окислов железа при процессе доломитизации
Слоистость	Обычно резко выражена, в большинстве случаев средняя и тонкая, весьма характерна микрослоистость	Обычно выражена неясно. Встречаются средне- и тонкослоистые разности. Микрослоистость весьма неясная и редкая	Обычно выражена весьма неясно (реликтовая). Микрослоистость отсутствует
Пористость и кавернозность	Породы плотные, однородные, реже тонкопористые	Породы пористые; поры и пустоты незначительных размеров и замкнутые, чаще представляющие места выщелоченной фауны	Породы пористые, кавернозные, с наличием пустот до размеров пещер и карстовых воронок. Очень редко встречаются плотные участки, наряду с которыми распространены рыхлые разности доломитов (доломитовая мука)

Таблица 9 (*продолжение*)

	Протогенные доломиты	Диагенные доломиты	Эпигенные доломиты
Структура (первичная)	Пелитоморфная, тонкозернистая, сгустковая. При перекристаллизации сохраняются пелитоморфные участки. Размер зерен от 0,001 до 0,01 мм, редко крупнее, до 0,1 мм. Форма зерен многоугольная, контуры отчетливые. В центре многих зернышек наблюдаются точечные бурые включения	Структура ксенобластическая, неравномерно-тонкозернистая: размер зерен от 0,01 до 0,1 мм. Форма их полиэдрическая, иногда приближающаяся к округлой или ромбоэдрической. Правильные ромбоэдры встречаются сравнительно редко. Зерна мутные, переполнены включениями пылевидного карбоната, иногда имеют более прозрачную каемку, контуры зерен обычно расплывчаты. Иногда наблюдается реликтовая структура исходного кальцитового вещества, однако всегда сильно затушеванная.	Крайне неоднородная и разнообразная: от тонко- до крупнозернистой. Реликтовая структура исходного известняка сохраняется лишь в незамещенных частях породы. Характерна идиобластическая структура с наличием идиоморфно развитых, полностью или частично ограненных ромбоэдров доломита. Ромбоэдры часто с зональным строением, с ядром из окислов железа или пелитоморфного карбоната. Весьма характерно развитие идиоморфно развитых ромбоэдров доломита при неполной доломитизации известняков
Фауна	Обычно отсутствует. Встречаются остракоды и исключительно редко единичные представители других групп. Экземпляры малорослые, угнетенные	Встречается в виде так называемых ядер весьма плохой сохранности. Нередки доломиты-ракушечники, но деталей фауны в них не сохранилось. Не сохраняется также строение раковин. Фауна в большинстве случаев имеет нормально-морской, реже угнетенный характер	Фауна обычно выщелочена, встречается в виде ядер, а при полной доломитизации она бесследно исчезает

Таблица 9 (*окончание*)

	Протогенные доломиты	Диагенные доломиты	Эпигенные доломиты
Примесь глинистого и песчаного материала	Наряду с чистыми доломитами часто встречаются глинистые доломиты и доломитовые мергели, которые обычно переслаиваются между собой	То же	Наличие глинистых прослоев, доломитовых мергелей, примесь терригенного обломочного материала весьма нехарактерны
Химический состав	Доломиты, реже известковистые и еще реже известковые доломиты. Состав более или менее постоянный. Нередко со значительным содержанием нерастворимого остатка	То же самое, но с менее постоянным содержанием MgO и с наличием прослоев доломитизированных и чистых известняков. Нерастворимого остатка обычно меньше, чем в протогенных доломитах	По содержанию MgO породы варьируют в очень широких пределах и на весьма коротком расстоянии: от чистых доломитов до чистых известняков включительно. Характерно малое содержание нерастворимого остатка
Парагенезис	Нередко переслаивание с гипсом, а иногда и с каменной солью. Псевдоморфозы доломита по гипсу и каменной соли. Встречаются трещины усыхания. Возможен магнезит (?), пирит и битуминозные органические остатки	Прослои гипса и псевдоморфозы по гипсу возможны, но не характерны. Иногда доломиты битуминозны. Обычно доломиты переслаиваются с известняками и переходят в известняки по простиранию. Возможны пирит и битуминозные органические остатки	Псевдоморфозы по гипсу и каменной соли, а также прослои, состоящие из этих минералов, не встречаются. Закисные минералы (пирит, сидерит), а также битуминозные вещества отсутствуют

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Е. П. Доломитизация и ангидритизация известняков Ишимбаевского месторождения нефти. Материалы к познанию Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. Нефт. геол.-развед. инст., сер. А, 1938, вып. 101.

Богданова З. А. 1. К литологии карбонатных пород нижнего карбона Подмосковного бассейна. В кн.: Литологический сборник памяти профессора С. Ф. Малявкина. Вып. 1. М.—Л., Гос. изд. геол. лит., 1940.

Богданова З. А. 2. О значении отдельных литологических факторов для качественной характеристики месторождений известняков и доломитов. Там же.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. Доклады. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.

Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их для известкования почв. В кн.: Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 1. Л.—М., — Новосибирск, Горно-геол. нефтеиздат, 1933.

Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород. Доклады Акад. наук СССР, 1951, 76, № 1.

Вишняков С. Г. Кремнистые образования нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 4.

Геккер Р. Ф. Карбонатные породы девонских отложений. В кн.: Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. Л.—М.,—Новосибирск, Горно-геол. нефтеиздат, 1933.

Геккер Р. Ф. Геологическая карта южной части Ленинградской области. Масштаб 1 : 1 000 000. Л., 1936.

Гинзбург И. И. Роль сорбционного разделения ионов в геологии. В кн.: Кора выветривания. Вып. 1. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1952.

Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Мат. для геол. России, 1869, 1.

Горбунов Н. И. Поглотительная способность почв, ее природа, М., Сельхозиздат, 1948.

Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани. Тр. Казанск, общ. естествоиспыт., 1925, 50, вып. 6.

Курнаков Н. С. и Жемчужный С. Ф. О метаморфизации соляных рассолов. Отчет о деят. Ком. по изуч. естеств. производ. сил России, 1917, № 9.

Никитин С. Н. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой. Тр. Геол. ком., 1890, № 5.

Писарчик Я. К. Некоторые генетические типы карбонатных пород верхнепалеозойских отложений Среднего Урала. Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. геол. инст., 1950, вып. 2.

Погребов Н. Ф. и Шильников Д. А. Отчет о разведке Изварского месторождения доломита в Ленинградской области. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 5.

Полынов Б. Б. Основные идеи учения о генезисе элювиальных почв в современном освещении. В кн.: Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, ч. 1. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1947.

Пустовалов Л. В. Ратовкит Верхнего Поволжья. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1937.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.

Пустовалов Л. В. и др. Доломиты. В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. Т. 5. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1941.

Роде А. А. Дисперсность твердой массы почв и отдельные ее компоненты. Почвоведение, 1938, № 2.

Смирнов Н. П. Петрографические исследования в подмосковном карбоне. Тр. Инст. мин., кристаллогр. и петрогр., 1930, вып. 9.

Страхов Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процесса доломитообразования. Сов. геол., 1945, № 4.

Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек. Сов. геол., 1947, № 18.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, сер. геол. (№ 45).

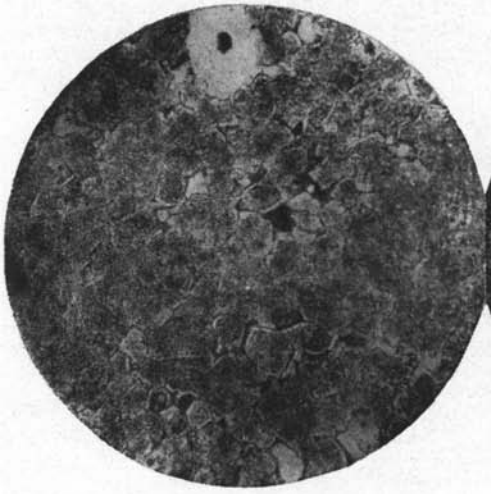
Страхов Н. М. и Цветков А. И. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соленых лагунных водоемов. Мат. к познанию геол. строения СССР, Моск, общ. испыт. природы, нов. сер., 1946, вып. 3 (7).

Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломитов. Зап. Росс. мин. общ., 1937, ч. 50, № 4.

Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. Нефт. геол.-развед. инст., сер. А, 1939, вып. 112.
Теодорович Г. И. Картина доломитообразования на восточном массиве Ишимбаевского нефтеносного района. Доклады Акад. наук СССР, 1942, 34, № 7.
Теодорович Г. И. Доломит замещения в верхнем палеозое Урало-Волжской обл. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, Отд. геол., 1945, 20, № 3—4.
Теодорович Г. И. Минералы осадочных пород, как показатели физико-химической обстановки. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми верхнего карбона урало-Волжской обл. Мат. к познанию геол. строения СССР, Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., 1949, вып. 13 (17).
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской обл. Л.—М., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 4. Л., Госхимиздат, 1939.
Черейский Л. А. Нижние слои среднего девона Ленинградской обл. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XII (4), 1934, 12, № 4.
Щукарев С. А. и Толмачева Т. А. Коллоидно-химическая теория соленых озер. Журн. Русск. физ.-хим. общ., часть хим., 1930, 62, вып. 4.
Bein G. W. Mechanics of metasomotism. Econ. Geol., 1936, vol. 31, № 5.
Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonates (calcaires et dolomites). Paris, 1935.
Linck G. Über die Entstehung des Dolomites. Zschr. deutsch. Geol. Gesellsch., 1909.
Pfaff N. Über Dolomitbildung. Centralbl. Min., 1903.
Pfaff N. Über Dolomit und seine Entstehung. N. I. Min., Geol., Paleont., 1907, Bd. 25, H. 3.
Scheerer C. J. Beiträge zur Entstehung der Dolomitbildung. N. I. Min., Geol., Paleont., 1907, Bd. 23, H. 3.
Spangenberg K. Die künstliche Darstellung Dolomites. Zschr. Krystallogr., 1913, Bd. 52.

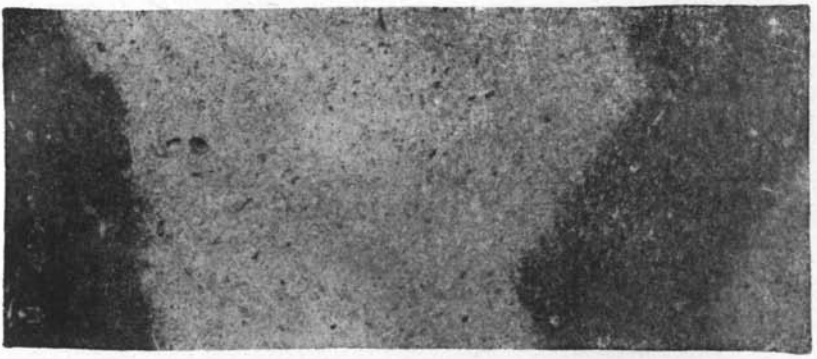
1

2



3

4



5

0 1 2 3

ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦЕ

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. Известняк органогенно-обломочный, недоломитизированный, нижний силур, горизонт $B_{II\alpha}$ × 50.

Фиг. 2. Доломит эпигенетический, с зональными ромбоэдрами, образовавшийся из известняка горизонта $B_{II\alpha}$. × 50.

Фиг. 3. Доломит диагенный, мелкозернистый. Зерна неправильной формы, с прозрачной каемкой. × 60.

Фиг. 4. Известняк обломочный, с мелкозернистым крустификационным цементом (светлое). В пелитоморфных каемках (темное) видны ромбоэдры доломита. × 300.

Фиг. 5. Пришлифовка штуфа, светлое — органогенный известняк, темное — эпигенетический доломит.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ВЫП. 4 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

А. Б. РОНОВ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ДАННЫМ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ)

«Спокойный ход геологической истории на значительных площадях нашей страны делает изучение ее во многих отношениях особенно поучительным и плодотворным, и нет сомнения, что изучение это прольет новый свет на многие общие геологические вопросы».

А. П. Карпинский, 1887

«Эта попытка моя скорее только канва, по которой дальнейшая работа вышьет узоры химических судеб страны в ее прошлом и настоящем. И тем полнее и стройнее будет этот будущий рисунок, чем больше фактического описательного и аналитического материала накопит русская наука».

А. Е. Ферсман, 1921

I. ВВЕДЕНИЕ

Карбонатные породы много лет уже изучаются в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Академии наук СССР. Первый этап исследований завершился коллективной работой, в которой была выявлена и прослежена во времени эволюция химического состава карбонатных пород от докембрия до четвертичного периода (Виноградов, Ронов и Ратынский, $1952_{1,\ 2}$).

Было установлено (Ронов, 1945, 1948, 1949), что параллельно периодическим изменениям в количественных соотношениях карбонатных и обломочных толщ (рис. 1) в карбонатных свитах Русской платформы, несомненно, протекали процессы направленного во времени, качественного изменения химического состава слагающих их пород. Основным процессом в эволюции карбонатов было уменьшение содержания в них магния по мере течения геологического времени (рис. 2). Сопоставление данных по Русской платформе и Северной Америке позволило высказать предположение, что обеднение карбонатов магнием было закономерным и общим процессом для осадков древних морей Земли (Виноградов, Ронов и Ратынский, $1952_{1\ и\ 2}$).

Изучение геохимической истории палеозойских карбонатных пород Русской платформы было продолжено автором настоящего труда, но на этот раз была поставлена иная задача: необходимо было выявить закономерности в изменении химического состава известняков и доломитов

по простиранию осадочных толщ от древних побережий к удаленным от областей сноса центральным пространствам бассейнов. Тектонистам и литологам уже давно известно, насколько велико влияние вещественного состава суши и режима ее тектонических движений на состав и мощности различных обломочных пород, отлагающихся в соседних с сушей участках моря (Батурин, 1947; Белоусов, 1944, 1948, 1954; Ронов, 1949₁; Рухин, 1952, 1953). Оставалось неясным, сказывается ли воздействие суши на состав карбонатных осадков? Рассмотрению этого вопроса уделено большое внимание в настоящем исследовании. Нас интересовали также и другие вопросы. Прежде всего, желательно было узнать, случайно ли изменяется состав карбонатных толщ от места к месту, или эти изменения подчинены законам зональности. Если такая зональность наблюдается,

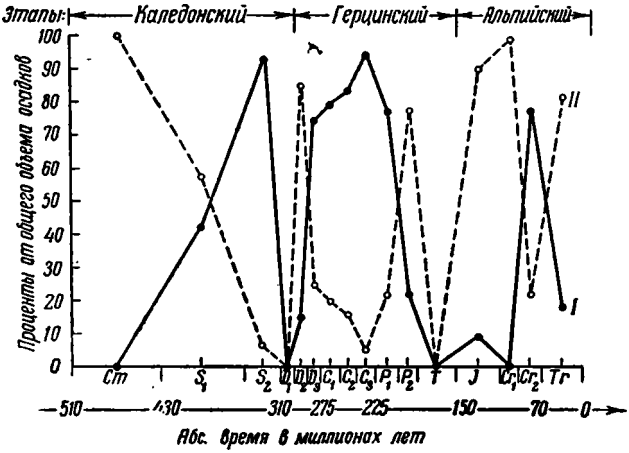


Рис. 1. Изменение процентного содержания карбонатных (*I*) и обломочных (*II*) пород в течение каледонского, герцинского и альпийского этапов осадконакопления Русской платформы (по Ронову, 1949₂). Данные по кембрию и силуру характеризуют только северо-западную часть платформы.

то чем она обусловлена: вторичной доломитизацией осадков или зональным изменением солености вод древних морей. Каковы причины этих изменений и можно ли найти в осадочных толщах несколько или, по крайней мере, две независимые переменные, указывающие на направленность процессов?

Для решения поставленных вопросов необходимо было, прежде всего, выработать метод исследования, позволяющий количественно оценивать региональные изменения в химическом составе карбонатных толщ и сопоставлять их с общей литолого-фациальной остановкой бассейна накопления осадков. Таким методом явилась литолого-геохимическая карта, принципы построения которой были разработаны автором в 1951 г. при участии А. И. Ермишкиной (Ронов и Ермишкина, 1953). Был найден также и критерий для суждения об изменении солености древних морей, который заключается в параллельном рассмотрении по простиранию свит изменений литологического и химического состава пород и комплексов фауны, чутко реагирующей на изменение условий морской среды. Не будучи палеонтологом, автор, естественно, не мог самостоятельно изучать ископаемую фауну и воспользовался литературными источниками.

Начиная с 1951 г., упорно и целеустремленно проводились сборы полноценного каменного материала, прежде всего из опорных и глубо-

ких разведочных скважин Русской платформы; материал затем подвергался аналитическому изучению. Автор и его сотрудники совершили ряд поездок на места бурения, в результате которых было собрано около 25 000 образцов осадочных пород различного возраста. Вместе со сборами предыдущих лет в нашем распоряжении оказалась коллекция, насчитывавшая более 40 000 образцов. С помощью метода установленных средних

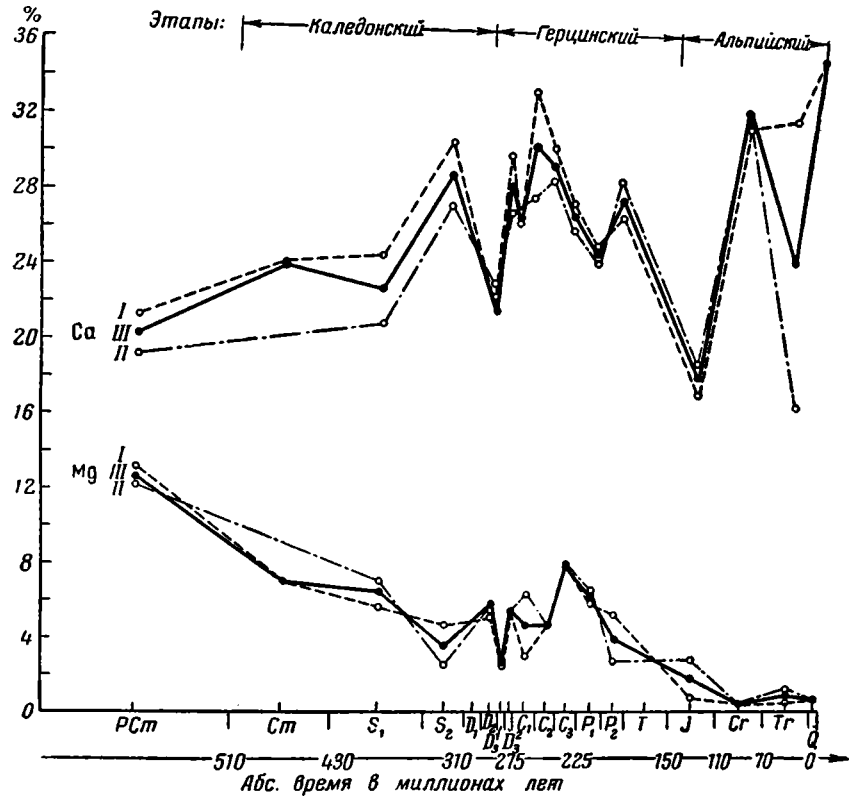


Рис. 2. Изменение во времени процентного содержания Ca и Mg в карбонатных породах Русской платформы (по А. П. Виноградову, А. Б. Ронову и В. М. Ратынскому, 1952[1] и [2]).

I — кривые, построенные по усредненным опубликованным данным анализов (7636 анализов для Ca и 7396 анализов для Mg); *II* — кривые, построенные по усредненным данным анализов установленных средних проб (97 анализов установленных средних проб из 3659 образцов); *III* — кривые, построенные по усредненным данным всех анализов (опубликованных и установленных средних проб).

проб (Ронов и Ратынский, 1952) было рассчитано, составлено и проанализировано 165 проб карбонатных толщ девонского, каменноугольного и пермского возраста из различных районов Русской платформы; на изготовление этих проб пошло около 8000 образцов. Помимо анализов средних проб, для ряда скважин производились детальные послойные анализы. Тщательно собирались также литературные данные по составу карбонатных пород. Картотека химических анализов, насчитывавшая в 1951 г. всего лишь около 2000 анализов средне- и верхнепалеозойских известняков и доломитов, к началу 1954 г. более чем удесятерилась, достигнув астрономической цифры в 23 100 анализов. Сверх этого мы использовали приведенные в настоящем сборнике усредненные данные Н. М. Страхова и его сотрудников по верхнему карбону Самарской Луки,

выведенные из 2500 анализов, а также средние цифры по различным горизонтам каменноугольной системы Молотовского Прикамья, заимствованные у А. А. Апродовой и Т. П. Сафоновой, которые были получены в результате усреднения 3472 анализов. Таким образом, для решения поставленных задач в нашем распоряжении оказались в общей сложности, считая средние пробы, анализы картотеки и усредненные цифры, данные о химическом составе почти 37 000 образцов карбонатных пород, отобранных в 563 пунктах Русской платформы.

Привлечение такого огромного химического материала для решения вопросов региональной литологии и геохимии является первым опытом, приводимым в отечественной и зарубежной литературе. Осуществление работы подобного масштаба стало возможным лишь благодаря участию в ней большого коллектива сотрудников, помогавших автору в поисках литературных данных (З. Н. Буялова, З. В. Горбачева, А. И. Ермишкина, Т. Д. Петухова и М. А. Савицкая), в поездках за керном, в просмотре коллекций, в расчетах и составлении средних проб (З. Н. Буялова, А. И. Ермишкина и М. И. Кулешова). В этом исследовании химики и геологи шли вместе. Трудоемкая работа была проделана аналитиками, выполнившими большое число определений различных компонентов в средних пробах и отдельных образцах (К. В. Горшкова, А. И. Ермишкина и Г. А. Корзина). В аналитической работе участвовали также Т. Ф. Боровик-Романова, под руководством которой было произведено 69 количественных спектроскопических определений процентного содержания стронция и бария, Д. П. Малюга и А. И. Макарова, выполнившие 64 полярографических определения никеля, кобальта и меди. Автор считает своим долгом выразить благодарность товарищам по работе. Значительную помощь оказали также критические замечания и советы, высказанные во время обсуждения докладов автора академиками А. П. Виноградовым и Н. М. Страховым, чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусовым, профессорами И. И. Гинзбургом, А. В. Ульяновым, В. Е. Хаиным, И. В. Хворовой, В. В. Щербиной и др.

II. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

За основу построения количественных литолого-геохимических карт приняты литолого-фациальные карты бассейнов накопления осадков, в пределах которых, как обычно, выделяются зоны распространения пород различного литологического состава, намечается положение границ древних областей размыва, показываются направления переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод в море (Ронов и Ермишкина, 1953). Стратиграфический принцип составления литолого-фациальной основы, заключающийся в том, что каждая карта составляется для определенного стратиграфического интервала (отдел, ярус или слой), определил стратиграфический характер подбора химических данных, которые после соответствующих пересчетов наносились на карты. В результате кропотливой работы были рассортированы по возрасту 22 800 химических анализов карбонатных пород картотеки, а также усредненные данные по Молотовскому Прикамью и Самарской Луке. Если сведения о возрасте проанализированных образцов были неточными или неясно было местоположение точек отбора образцов, мы эти данные отбрасывали. Всего было забраковано 3248 анализов с неясными географическими координатами или с приблизительной датировкой возраста, т. е. с указанием системы или отдела для тех интервалов, где мы выделяем ярусы или слои.

Все точки были подразделены на пять групп, в зависимости от числа характеризующих их анализов. В I группу вошли точки, для которых

имелось менее 10 анализов карбонатных пород данного возраста, во II группу — от 10 до 25 анализов, в III группу — от 25 до 50 анализов, в IV группу — от 50 до 100 анализов и, наконец, в V группу — точки, охарактеризованные более чем 100 послойными анализами (табл. 1). По-

Таблица 1

Распределение данных картотеки химических анализов по стратиграфической шкале, с выделением групп точек в зависимости от числа анализов

Стратиграфический интервал	I группа (менее 10 анал.)		II группа (от 10 до 25 анал.)		III группа (от 25 до 50 анал.)		IV группа (от 50 до 100 анал.)		V группа (более 100 анал.)		Всего по пяти группам	
	Количество точек	Число анализов	Количество точек	Число анализов	Количество точек	Число анализов	Количество точек	Число анализов	Количество точек	Число анализов	Количество точек	Число анализов
Живетский ярус (D_2^2) . . .	43	180	8	128	2	52	—	—	—	—	53	360
Франский ярус (D_3^1) . . .	22	124	21	365	13	403	6	399	2	240	64	1531
Фаменский ярус (D_3^2) . .	18	91	8	106	8	299	6	371	—	—	40	867
Турнейский ярус (C_1^1) .	33	154	11	161	4	124	—	—	—	—	48	439
Визейский ярус (C_1^2) . . .	18	99	26	386	9	310	10	641	4	573	67	2009
Средний карбон (C_2) . . .	16	85	27	403	12	419	18	1270	14	3393	87	5570
Верхний карбон (C_3) . . .	20	88	14	190	14	519	8	584	10	3251	66	4632
Нижняя пермь (P_1) . . .	12	56	17	295	11	381	7	541	11	1656	58	2929
Спириферовые слои казанского яруса ($P_2^{kaz_1}$) . .	28	100	13	187	8	230	3	168	—	—	52	685
Конхиферовые слои казанского яруса ($P_2^{kaz_2}$) . .	14	44	6	99	5	165	2	124	1	102	28	534
Всего . . .	224	1021	151	2320	86	2902	60	4098	42	9215	563	19556*

пытки дальнейшего расчленения данных картотеки на более короткие интервалы геологической шкалы не увенчались успехом, так как пришлось бы отбросить почти 80% общего числа анализов. Вследствие этого мы остановились на интервалах, приведенных в табл. 1. В соответствии с ними рассчитывались средние пробы карбонатных толщ и составлялась литолого-фациальная основа карт. По аналогии с обработкой анализов картотеки, для средних проб также было выделено пять групп точек, с теми же интервалами, но уже в зависимости от числа образцов, пошедших на изготовление пробы (табл. 2).

В результате пересчетов для каждой из 563 точек было выведено среднее содержание магния в карбонатных толщах тех возрастов, для которых строились карты. Затем эти цифры были нанесены на литолого-фациальную основу карт, причем точки, для которых имелись анализы средних проб, изображались в виде треугольников, а точки с данными анализов картотеки — в виде кружков (см. рис. 3, 7, 16, 26, 33, 46 и т. д.). Было установлено пять стандартных размеров для треугольников и круж-

* Сверх этого числа осредненные данные Н. М. Страхова (2500 анализов) и А. А. Апродовой и Т. Ф. Сафоновой (3472 анализа), а также забраковано 3248 анализов, возраст которых датирован менее точно или для которых неясно их географическое местоположение.

Таблица 2

Распределение анализов средних проб карбонатных толщ по стратиграфической шкале, с выделением групп точек, в зависимости от числа образцов, пошедших на изготовление средних проб

Стратиграфический интервал	I группа (менее 10 обр.)		II группа (от 10 до 25 обр.)		III группа (от 25 до 50 обр.)		IV группа (от 50 до 100 обр.)		V группа (более 100 обр.)		Всего по пяти группам	
	Количество проб	Число образцов	Количество проб	Число образцов	Количество проб	Число образцов	Количество проб	Число образцов	Количество проб	Число образцов	Количество проб	Число образцов
Живетский ярус (D_2^2) . .	4	20	5	69	6	208	—	—	—	—	15	297
Франский ярус (D_3^1) . . .	4	26	8	131	5	170	15	1140	5	778	37	2245
Фаменский ярус (D_3^2) . .	2	6	6	119	6	216	10	728	8	971	32	2040
Турнейский ярус (C_1^1) . .	1	6	1	12	2	79	—	—	—	—	4	97
Визейский ярус (C_1^2) . . .	5	34	3	46	10	369	4	268	—	—	22	717
Средний карбон (C_2) . . .	3	15	5	88	5	197	8	585	3	344	24	1229
Верхний карбон (C_3) . .	2	12	6	108	2	69	3	201	1	130	14	520
Нижняя пермь (P_1) . . .	3	23	3	50	4	124	3	170	2	348	15	715
Спириферовые слои казанского яруса ($P_2^{kaz_1}$) . .	—	—	—	—	1	40	—	—	—	—	1	40
Конхиферовые слои казанского яруса ($P_2^{kaz_2}$) . .	1	8	—	—	—	—	—	—	—	—	1	8
Всего . . .	25	150	37	623	41	1472	43	3092	19	2571	165	7908

ков, пропорционально числу послойных анализов или количеству образцов в средних пробах, в соответствии с теми интервалами, которые были намечены для пяти групп точек (табл. 1 и 2). С помощью такого приема мы сумели отобразить на картах степень насыщенности химическими данными того или иного района платформы.

В качестве опорных были приняты те точки, для которых имелись анализы средних проб. При этом мы исходили из следующих соображений. Установленные средние пробы исключают систематическую погрешность, в той или иной степени присущую другим методам осреднения (Ронов и Ратынский, 1952). Они наиболее точно представляют средний вещественный состав карбонатной толщи, так как при их составлении учитываются количественные соотношения между мощностями различных прослоев и общей мощностью данного стратиграфического интервала. Величина навески (g) от каждого прослоя берется строго пропорционально мощности этого прослоя (h) и суммарной мощности всех прослоев карбонатных пород в данном стратиграфическом интервале (H), которая принимается за 100%:

$$g = \frac{h \times 100}{H} \text{ г.}$$

Для районов, не охарактеризованных средними пробами, достоверными были признаны точки с большим числом послойных анализов (точки III, IV и V групп, табл. 1). В ряде случаев мы вынуждены были пользоваться точками с малым числом анализов (I и II группы), хотя для них вероятны ошибки в выведении среднего процентного содержания магния. Мы

стремились свести эти ошибки к минимуму, сопоставляя данные химических анализов с послойным литологическим описанием пород.

После нанесения точек на литолого-фациальную основу карт, в соответствии с распределением цифр, были проведены линии равного содержания магния по следующим сечениям: 2,5; 5; 7,5 и 10%. Для некоторых карт дополнительно вводилась изолиния магния 1%. В пересчете на молекулу $CaMg(CO_3)_2$ избранные сечения соответствуют следующим данным по содержанию доломита (табл. 3).

Таблица 3

Mg (%)	$CaMg(CO_3)_2$ (%)	Mg (%)	$CaMg(CO_3)_2$ (%)
1	7,6	7,5	57
2,5	19	10	76
5	38	13,2	100

В качестве ведущего элемента был избран магний на том основании, что именно его содержание определяет положение карбонатной породы в ряду известняк — доломит. Благодаря этому, изолинии магния оконтурили на картах, с достаточным для нашей цели приближением, области распространения чистых известняков (с содержанием магния менее 2,5%), доломитов (с содержанием магния более 7,5%) и переходных между ними разностей карбонатных пород (от 2,5 до 7,5% Mg).

Охваченная картами территория не включает крайние северные и южные районы Русской платформы, слабо охарактеризованные фактическими данными. Здесь пробурено весьма ограниченное число скважин, далеко не всегда полностью вскрывающих разрез верхнего и среднего палеозоя. Размеры закартированной территории различны для разных стратиграфических интервалов (см. рис. 3, 7, 16, 26, 33, 46, 55, 70 и 71). Это связано с неодинаковой геохимической изученностью разновозрастных карбонатных толщ платформы. Не последнюю роль в этом играют и естественные причины — такие, как процесс постепенного сокращения площади областей осадконакопления в ходе геологического времени (вследствие разрастания областей размыва). В течение рассматриваемого интервала времени этот процесс развивался на Русской платформе с разной скоростью, достигая особенно большой интенсивности в конце девона и в начале перми.

Девонские каменноугольные и пермские бассейны платформы были вытянуты в меридиональном или субмеридиональном направлении. В соответствии с поставленной задачей, мы стремились охватить картами их западные и восточные берега. Для тех периодов, когда на востоке море платформы соединялось с геосинклинальным бассейном Урала, в область изучения включались пограничные районы между этими тектоническими зонами. Для проведения контуров береговых линий и границ некоторых литолого-фациальных зон на девонских и каменноугольных картах были использованы данные Атласа литолого-фациальных карт Русской платформы (1952), составленного коллективом геологов Министерства нефтяной промышленности СССР (Главное геологическое управление, ВНИГРИ и ВНИИГАЗ) и Академией наук СССР (ГЕОХИ).

Нет нужды говорить о том, что далеко не на всех картах данные анализов равномерно распределены по площади. Состояние литолого-фациальной и геохимической изученности палеозойских карбонатных толщ для ряда районов, ко времени завершения настоящей работы (май 1954 года), было еще весьма несовершенным. Новые факты, которые принесет, вероятно, в недалеком будущем бурение глубоких скважин, особенно на севере и юго-востоке платформы, могут существенно изменить не только конфигурацию изолиний магния, но и положение лито-

лого-фациальных границ. Обилие данных по центральным районам позволяет надеяться, что для этих мест большие изменения на картах мало вероятны. Вместе с тем, мы глубоко уверены в том, что общетеоретические выводы исследования, опирающиеся на колоссальный фактический материал, вряд ли испытают сколько-нибудь существенные изменения в свете новых фактов.

III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

1. Живетский ярус верхнего девона (рис. 3)

Накопление карбонатных осадков в среднем девоне началось на исследуемой территории лишь в наровское время. Подстилающие пески, алевролиты и глины пярновских слоев и их аналогов представляют собою трансгрессивную серию, отлагавшуюся на пути живетского моря, наступавшего с юго-востока платформы в область Главного девонского поля. По своему происхождению эти обломочные породы являются преимущественно продуктами переотложения древней коры выветривания (Толстихина, 1952). Они сносились с Балтийского и Воронежского массивов, Татарского и Вятского сводов и других, менее крупных, островных поднятий в глубокие додевонские эрозионно-тектонические впадины фундамента (Мосоловско-Пачелмскую, Московскую и Прибалтийскую), по которым море постепенно перемещалось на северо-запад. Лишь на востоке и юго-востоке платформы (Саратовская область, Приуралье) в это время наряду с терригенными осадками формировались карбонатные илы — будущие известняки (Кондратьева и Федорова, 1953).

В наровское время условия осадконакопления в западных и центральных районах платформы резко изменились. На обширной площади началось накопление карбонатных осадков, обогащенных магнием и сульфатной серой, с которыми на юго-западном крыле Московской синеклизы парагенетически связаны мощные пачки ангидритов, гипсов и каменной соли.

На крайнем северо-западе изучаемой территории в области Прибалтики наровские слои представлены преимущественно тонкослоистыми доломитами и доломитовыми мергелями, богатыми ихтиофауной, с прослоями гипсов, местами содержащих голубые волокнистые массы целестина. Вверх по разрезу лагунные карбонатные осадки постепенно замещаются зеленоватыми и красноватыми слюдистыми песками и песчаниками с остатками лепердиций, лингул и рыб, которые перекрываются в свою очередь формацией нижнего красноцветного песчаника (old-red) (Лиепиньш, 1953; Тихонович, 1951). Среднее содержание магния в карбонатной части разреза живетского яруса Прибалтики, там, где оно определялось, повсеместно превышает 7,5%, достигая максимальной величины (10%) в районе Вильнюса и Швенчёниса. Послойные анализы наровских слоев Вильнюса обнаруживают частое чередование обогащенных и обедненных магнием пород; максимумы на кривой распределения магния соответствуют чистым доломитам, средние значения — доломитовым мергелям и минимумы — маломощным линзам глинистых мергелей (рис. 4).

Доломитовая формация наровских слоев прослеживается без существенных изменений далеко на северо-восток в область Главного девонского поля. Здесь она также перекрывается нижней красноцветной серией и представлена чередованием доломитов, доломитовых мергелей, глин и подчиненных прослоев гипсов, к которым, по мере движения на северо-восток, присоединяются все более и более мощные прослои пестроокрашенных песков и песчаников. Породы несут на себе следы усыхания на поверхности пластов, псевдоморфозы кальцита, доломита и гипса по

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовые про						
		Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.
Алатырская	27	11,84	1,47	41,87	4,78	36,14	2,11	1,37
Барятино	36	12,62	1,60	29,43	12,34	28,54	13,04	1.94
Валдай	25	30,10	1,33	22,33	11,76	25,27	6,26	2,54
Вологда	7	8,68	0,70	31,72	12,25	27,41	17,52	1,29
Городок	34	26,40	1,89	23,71	13,24	29,21	2,64	2,84
Краснокамск	3	3,62	0,44	50,12	3,62	42,00	Следы	0,41
Красная Поляна . .	4	7,15	0,22	50,19	0,80	39,98	Нет	0,88
Лысково	12	17,66	1,40	43,16	2,07	33,27	»	1,92
Орша	14	16,79	1,67	27,22	13,65	28,21	9,07	3,21
Поваровка	37	20,72	1,28	29,96	7,44	21,43	15,47	2,47
Порхов	21	33,82	1,19	20,62	12,83	26,53	2,18	2,89
Пугачев	10	12,47	0,73	46,86	1,60	36,11	0,12	Нет
Серпухов	49	19,52	1,39	31,67	7,58	24,15	13,15	2,17
Старая Русса . . .	6	40,20	3,17	16,70	12,35	24,24	0,01	2,67
Сундырь	12	15,28	1,58	40,58	4,51	34,91	0,25	2,06

кристаллам каменной соли (Ферсман, 1953) и другие признаки отложения на дне замкнутого, временами пересыхавшего бассейна с повышенной соленостью, располагавшегося в зоне засушливого (аридного) климата. Анализы средних проб, отобранных по профилю Порхов — Старая Русса — Валдай — Вологда, обнаруживают высокое и более или менее стабильное содержание магния в карбонатных породах (более 7%), при постепенном нарастании в них количества сульфатов кальция (см. табл. 4).

Значительно большие изменения в составе доломитовой формации происходят по направлению от Прибалтики к юго-западному и южному склонам Московской синеклизы. На весьма значительной площади вырисовывается здесь зона распространения доломитов, доломитовых мергелей, ангидритов и гипсов (Редкино, Поваровка, Москва, Калуга, Плавск, Барятино, Мосолово, Морсово), в осевой части которой появляются мощные слои каменной соли (Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула) (Бурова, 1951; Завидонова, 1951, 1953; Копелиович, 1951; Петровская, 1951, 1953; Пистрак и Сытова, 1951; Смирнова, 1951). Фаунистические остатки встречаются редко и представлены остракодами, рыбами и лингулами. Лишь выше и ниже соленосных отложений в ограниченном количестве найдены обломки криноидей, мшанок, тентакулитов и брахиопод. Парагенезис пород и особенности заключенной в них ископаемой фауны позволяют судить о высокой степени концентрации рассолов в существовавшей здесь некогда лагуне.

По мере приближения к западным склонам Московской синеклизы в породах доломитовой формации увеличивается примесь тонкого глинистого материала (Плавск, Барятино, Орша), а на крайнем западе (Городок, Дрисса) появляются прослои красноцветных косослоистых песчаников. Высокое содержание магния в породах (более 7,5%), их обогащенность стронцием (0,05—0,06%) и барием (0,02%), наличие прослоев гипса и ангидрита, мощность которых к западу несколько уменьшается, — все это свидетельствует о том, что западная суша была тектонически спокойной и испытывала лишь очень медленное поднятие и незначительный

Таблица 4

толщ живетского яруса (D_2^2) Русской платформы

центы				10⁻³%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
99,58	—*	—	—	0,31	0,80	1,20	3,0	К. В. Горшкова
99,51	—	—	—	0,45	1,13	1,76	7,6	»
99,59	—	—	—	0,85	2,01	2,97	7,3	»
99,57	—	—	—	—	—	—	7,6	»
99,93	0,043	0,049	0,018	—	—	—	8,2	Г. А. Корзина
100,21	0,038	0,009	0,003	0,20	0,54	3,22	2,2	К. В. Горшкова
99,22	—	—	—	—	—	—	0,5	»
99,48	—	—	—	—	—	—	1,3	Г. А. Корзина
99,82	0,037	0,060	0,025	0,80	0,54	1,54	8,4	»
99,77	—	—	—	—	—	—	4,6	К. В. Горшкова
100,06	—	—	—	—	—	—	7,9	»
97,89	—	—	—	0,36	1,13	1,76	1,0	Г. А. Корзина
99,63	—	—	—	1,20	0,73	1,80	4,7	К. В. Горшкова
99,34	—	—	—	—	—	—	7,6	»
99,17	—	—	—	—	—	—	2,8	Г. А. Корзина

* Тире в этой и всех последующих таблицах означает, что химических определений не было.

размыв. Сток речных вод с нее был настолько мал, что распресняющее влияние их едва сказывалось в очень узкой прибрежной полосе.

Доломитовая формация к юго-востоку от Пачелмы постепенно замещается в направлении к Саратову и Пугачеву нормальными морскими осадками. Мощность доломитов и ангидритов сокращается за счет появления пачек известняков, известковых мергелей, глин и песчаников с фауной брахиопод и остракод (Кондратьева и Федорова, 1953; Толстихина, 1952). Аналогичные изменения происходят в сторону Горьковского Поволжья. Анализы средних проб карбонатных пород, составленных из керна Алатырской, Московской, Сундырской, Пугачевской и Краснополянской скважин, хорошо отображают эту тенденцию, выразившуюся более чем в трехкратном уменьшении содержания магния (чистые известняки) и в почти полном исчезновении сульфатов кальция (табл. 4). Вероятно некоторое снижение доломитности карбонатных пород происходит и в южном направлении — в сторону Воронежского массива.

Из рис. 3 видно, что резкое уменьшение процента магния и сульфатной серы в карбонатных породах происходит по мере приближения к полосе поднятий, вытянутой в северо-северо-восточном направлении. Эти поднятия (Вятское, Татарское, Ульяновское, Чапаевское и др.) представляли собою архипелаг больших и малых островов, который разделял живетский бассейн Русской платформы на две части, западную и восточную, совершенно не похожие друг на друга по фациальным и физико-химическим условиям седиментации. Часть островов (например, Татарский свод) была затоплена морем лишь в самом конце живетского века (Тихвинская, 1953). Полоса поднятий окружена ореолом преимущественно песчаных пород, распространенных на весьма большой площади. Значительная ширина этого ореола (до нескольких сот километров) является как бы мерой интенсивности эрозионных процессов, протекавших на островной суше, и свидетельствует об обильном стоке речных вод, транспортировавших обломочный материал в западную и восточную половины

живетского моря. Сопоставление литолого-фациальных и геохимических данных приводит нас к выводу, что резкое уменьшение содержания магния и сульфатной серы в карбонатных породах Саратовского и Горьковского Поволжья — следствие распресняющего действия речного стока на участки морского бассейна, прилегавшие к островной гряде.

Песчаные, по преимуществу, разрезы Татарии к востоку обогащаются глинами и известняками с многочисленной фауной брахиопод и остракод. Известняки становятся преобладающими породами в районах платформы

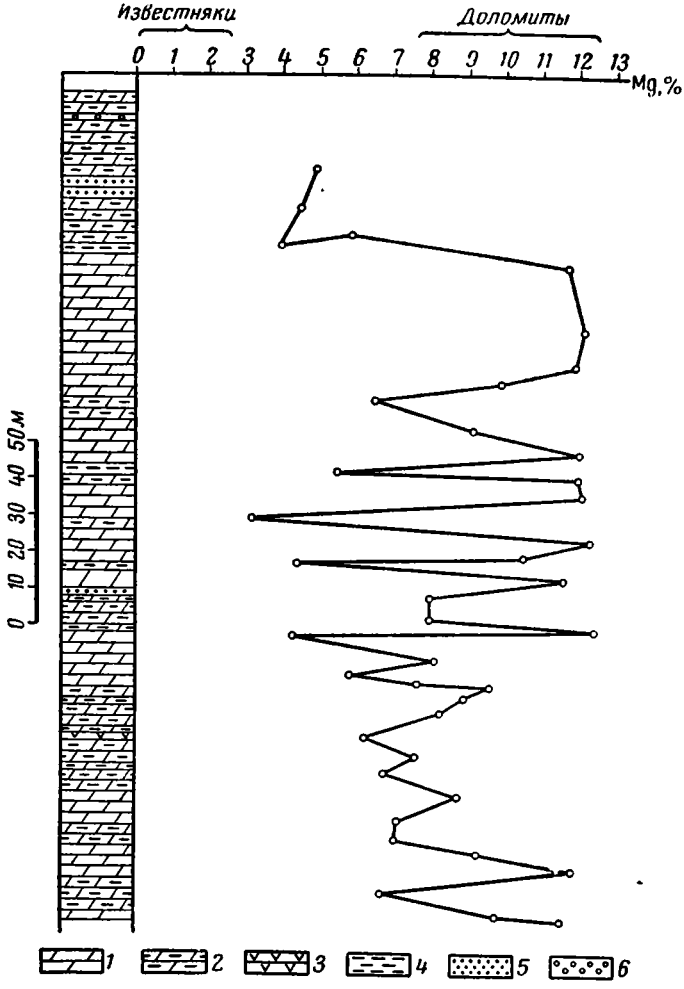
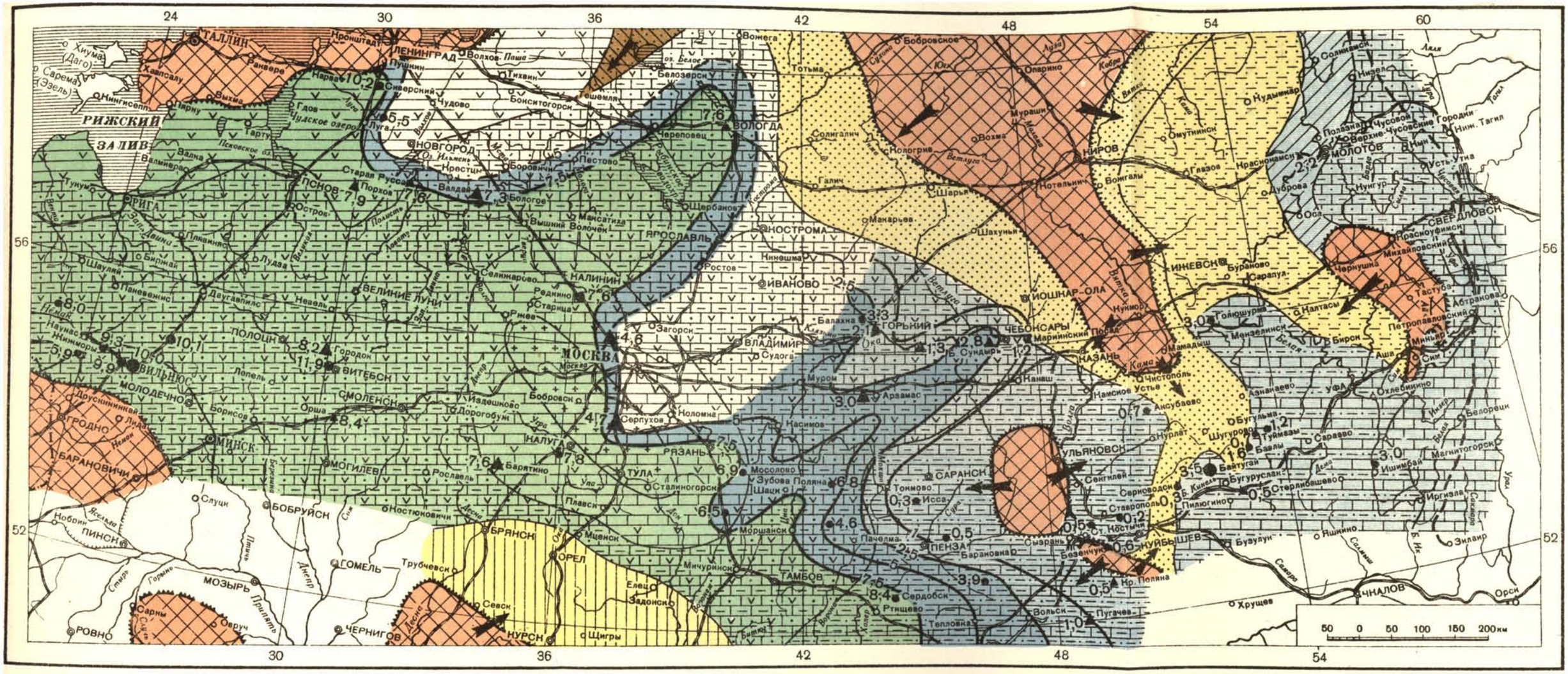


Рис. 4. Распределение магния в живетских отложениях Вильнюса (по данным 40 послойных анализов).

1 — доломиты; *2* — доломитовые мергели; *3* — гипсы; *4* — глины; *5* — песчаники; *6* — конгломераты.

прилегающих к западному склону Среднего Урала. Обилие морской фауны (брахиоподы, кораллы, строматопоры и др.) и незначительное содержание магния, сульфатной серы и стронция в карбонатных породах приуральских разрезов служат доказательством того, что восточная половина живетского моря представляла собой бассейн с нормальным солевым режимом.

Изложенный материал схематически отображен литолого-фациальной основой карты и изолиниями распределения магния в карбонатных по-



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

17 18 19 20 21 22 23 7,5 24 4,7 25 26 27 28 29 30 31

Рис. 3. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах живетского яруса среднего девона Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — пески с прослоями глин; *3* — красноцветные пески и глины; *4* — пески и глины; *5* — пески и глины с прослоями известняков; *6* — глины; *7* — пески и глины с пачками карбонатных пород и гипсов; *8* — карбонатные породы с пачками гипсов, песков и глин; *9* — карбонатные породы и гипсы с прослоями мергелей и глин; *10* — карбонатные породы, гипсы, ангидриты и каменная соль; *11* — карбонатные породы, гипсы и ангидриты с прослоями мергелей; *12* — известняки, мергели, пески и глины; *13* — известняки, пески и глины; *14* — известняки с прослоями песков и глин; *15* — известняки; *16* — менее 10 послойных анализов; *17* — 10—25 послойных анализов; *18* — 25—50 послойных анализов; *19* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *20* — средние пробы из 10—25 образцов; *21* — средние пробы из 25—50 образцов; *22* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *23* — граница областей размыва; *24* — линии равного содержания магния (в %); *25* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *26* — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; *27* — области преимущественного распространения известняков; *28* — области преимущественного распространения доломитов; *29* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *30* — прибрежно-морские терригенные осадки; *31* — континентальные осадки; (области развития карбонатных пород в районах Иваново и Новгород незакрашены вследствие отсутствия химических данных).

родах (рис. 3). При составлении карты мы располагали сравнительно небольшим числом химических анализов (см. табл. 1, 2, 4), что не позволило нам провести на севере центрального района изолинии магния

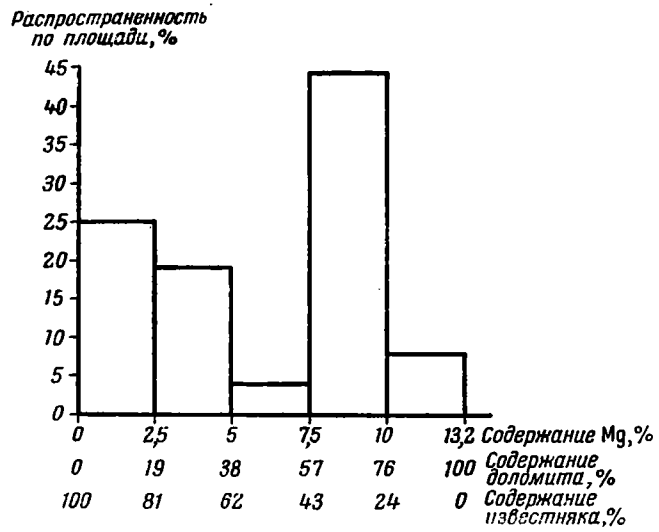


Рис. 5. Распространенность живетских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 240 000 км²).

Таблица 5

Распространенность известняков, доломитов и переходных между ними карбонатных пород Русской платформы (по данным измерения площадей)

Отдел, ярус, слои	Общая площадь распространения карбонатных пород (в км²)	Распространенность (в %) от общей площади карбонатных пород				
		известняки	переходные породы		доломиты	
		Содержание магния 0—2,5%	Содержание магния 2,5—5%	Содержание магния 5—7,5%	Содержание магния 7,5—10%	Содержание магния 10—13,2%
Живетский ярус (D_2^2)	1 240 000	25	19	4	44	8
Франский ярус (D_3^1)	1 830 000	68	19	5	4	4
Фаменский ярус (D_3^2)	1 330 000	15	18	20	39	8
Девон (D)		40	19	11	25	5
Визейский ярус (C_1^2)	1 540 000	26	14	16	16	28
Средний карбон (C_2)	1 570 000	28	20	20	23	9
Верхний карбон (C_3)	1 260 000	7	21	20	18	34
Карбон (C)		19	20	19	19	23
Нижняя пермь (P_1)	1 060 000	5	23	17	20	35
Спириферовые слои ($P_2^{kaz_1}$)	910 000	44	15	13	13	15
Конхиферовые слои ($P_2^{kaz_2}$)	410 000	36	10	11	12	31
Казанский ярус (P_2)		41	14	12	13	20
Пермь (P)		25	17	17	14	27
В среднем для изученного интервала		29	19	15	20	17

родах (рис. 3). При составлении карты мы располагали сравнительно небольшим числом химических анализов (см. табл. 1, 2, 4), что не позволило нам провести на севере центрального района изолинии магния

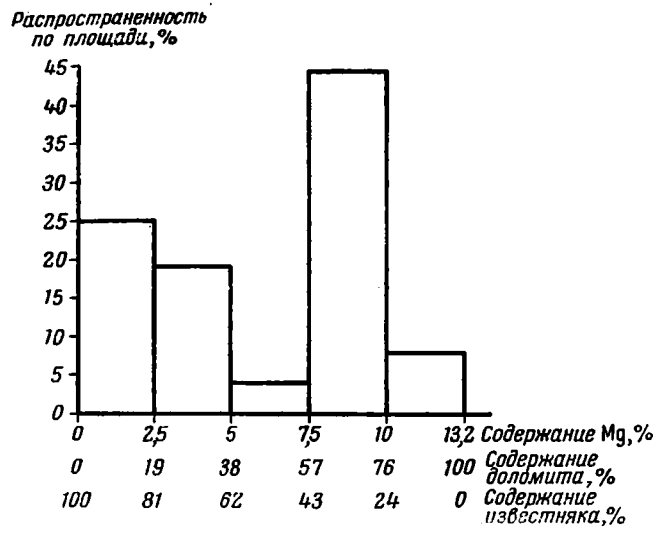


Рис. 5. Распространенность живетских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 240 000 км²).

Таблица 5

Распространенность известняков, доломитов и переходных между ними карбонатных пород Русской платформы (по данным измерения площадей)

Отдел, ярус, слои	Общая площадь распространения карбонатных пород (в км²)	Распространенность (в %) от общей площади карбонатных пород				
		известняки	переходные породы		доломиты	
		Содержание магния 0—2,5%	Содержание магния 2,5—5%	Содержание магния 5—7,5%	Содержание магния 7,5—10%	Содержание магния 10—13,2%
Живетский ярус (D_2^2)	1 240 000	25	19	4	44	8
Франский ярус (D_3^1)	1 830 000	68	19	5	4	4
Фаменский ярус (D_3^2)	1 330 000	15	18	20	39	8
Девон (D)		40	19	11	25	5
Визейский ярус (C_1^2)	1 540 000	26	14	16	16	28
Средний карбон (C_2)	1 570 000	28	20	20	23	9
Верхний карбон (C_3)	1 260 000	7	21	20	18	34
Карбон (C)		19	20	19	19	23
Нижняя пермь (P_1)	1 060 000	5	23	17	20	35
Спириферовые слои ($P_2^{kaz_1}$)	910 000	44	15	13	13	15
Конхиферовые слои ($P_2^{kaz_2}$)	410 000	36	10	11	12	31
Казанский ярус (P_2)		41	14	12	13	20
Пермь (P)		25	17	17	14	27
В среднем для изученного интервала		29	19	15	20	17

2,5 и 1%. Тем не менее, удалось достаточно четко выявить зональность в распространении известняков и доломитов на площади Русской платформы, которая хорошо согласуется с геологическими данными. Область распространения доломитовой формации, парагенетически связанной с галогенными породами и ассоциирующей с красноцветной формацией, включает западные и центральные районы платформы и оконтуривается изолинией 7,5% Mg. Затем следует сравнительно узкая зона распространения пород, переходных от доломитов к известнякам, заключенная между изолиниями 7,5 и 2,5% Mg. Область распространения магнезиаль-

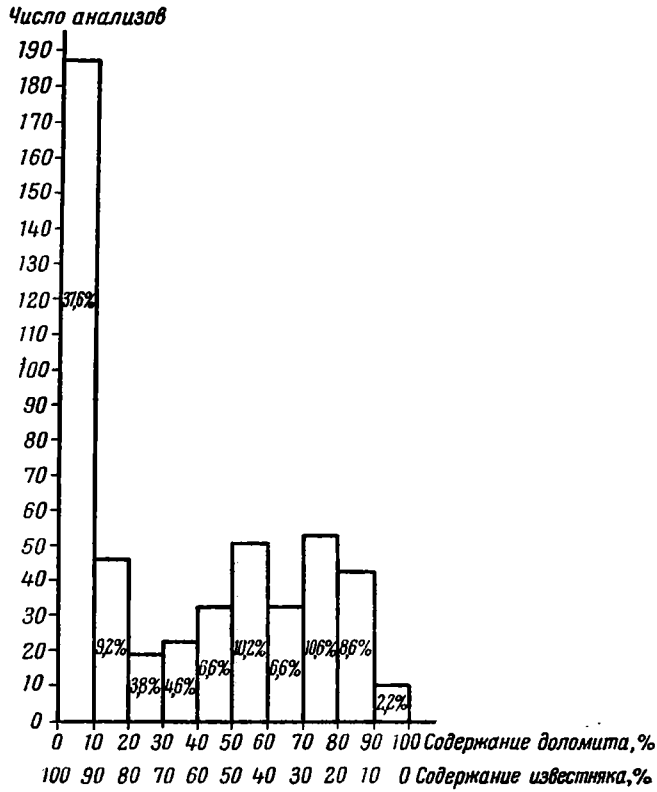


Рис. 6. Распределение анализов карбонатных пород живетского яруса с разным содержанием доломита (по данным 499 послойных анализов).

но-чистых известняков, ограниченная изолинией 2,5%, повсеместно проходит западнее островной гряды, то приближаясь к ней в районе Сундыря, то удаляясь от нее на расстояние в несколько сот километров возле Иссы и Пугачева. Вся восточная половина живетского платформенного моря, непосредственно соединявшаяся с геосинклинальным бассейном Урала, располагается в зоне развития чистых известняков.

Измерения площадей распространения карбонатных пород с разным содержанием магния, произведенные по карте живетского яруса (рис. 3), показывают, что доломиты являются преобладающими породами. Они занимают более половины (52%) площади распространения карбонатных пород, тогда как известняки развиты всего лишь на четвертой части ее (табл. 5, рис. 5). Совсем иную, ложную картину распространенности известняков и доломитов дает график распределения химических анализов, заимствованных из литературных данных (рис. 6). Как видно из графика,

известняки встречаются вдвое чаще доломитов. Это объясняется неравномерным географическим размещением точек отбора образцов для анализа. Большинство из них тяготеет ко Второму Баку, где распространены магнезиально-чистые известняки, тогда как западные районы, с преобладающим развитием доломитов, химически слабо изучены.

2. Франский ярус верхнего девона (рис. 7)

Фациальные условия во франском веке коренным образом изменились. Смягчился климат, ставший влажным и морским. Гряда островов, разделявшая платформенный бассейн на две половины, скрылась под уровнем моря. Воды геосинклинальных морей, связанных с океаном, получили свободный доступ в центральные и северные районы платформы. Область доломитообразования была оттеснена далеко на северо-запад в Прибалтику и Белоруссию. На большей части исследуемой территории широкое распространение получили карбонатные породы, бедные магнием. Сложное строение разрезов франского яруса, в которых наблюдается частая смена карбонатных, карбонатно-глинистых и обломочных пород, четко выраженная зональность в размещении пород по отношению к источникам сноса, с постепенным уменьшением грубости обломочного материала по мере удаления от последних, — все это следы неоднократных изменений режима колебательных движений дна бассейна и примыкавшей к нему суши. Чередование поднятий и опусканий Воронежского массива, Балтийского щита и, быть может, Зауральской суши имело своим следствием неоднократное перемещение границ моря и периодическое усиление и ослабление приноса обломочного материала в бассейн седиментации. Наиболее интенсивно взаимодействие поднятий и опусканий проявилось по северо-западной периферии франского моря — в области Главного девонского поля, где зубчатое сцепление морских и континентальных толщ позволило выделить несколько фаз трансгрессий и регрессий. Максимальная верхнещигровская (псковско-чудовская) трансгрессия сменилась здесь кратковременной шелонской регрессией. Затем произошло новое семилукско-свинордское наступление моря, завершившееся в петинское (послебурегское) время сменой морских условий на континентальные. В восточных районах платформы эта регрессия, повидимому, не проявилась. В конце верхнефранского века море окончательно покинуло северо-западный угол платформы, тогда как в южных и юго-восточных ее районах произошло углубление бассейна, сопровождавшееся накоплением карбонатных и карбонатно-глинистых осадков (воронежское, евлановское и ливенское время).

Почти полное отсутствие на большей части территории карбонатных пород в нижнещигровских слоях и их стратиграфических эквивалентах позволило, в силу специфичности стоящей перед нами задачи, исключить их из рассмотрения и тем самым несколько упростить и без того сложную литолого-фациальную основу карты франского яруса, схематически суммирующую неоднократную смену пород в трансгрессивных и регрессивных сериях (рис. 7).

Наиболее сложные и интересные взаимоотношения пород наблюдаются в обширной области Главного девонского поля, от его северо-восточной окраины у Онежского озера до Прибалтики. Большая работа, выполненная здесь коллективом геологов в начале тридцатых годов (Геккер, Филиппова, Бархатова и Д. В. Обручев, 1932, 1933, 1935) и, в особенности, недавние исследования Р. Ф. Геккера (1953) значительно облегчили нашу задачу, позволив сопоставить данные геохимии с результатами эколого-фациальных наблюдений.

Карбонатные породы нижнефранского возраста залегают в Главном девонском поле в виде огромной линзы, заключенной внутри красноцвет-

ной формации. Они подстилаются живетскими (лужскими) красноцветами, перекрываются верхнефранскими (бурегские и вышележащие слои) и зубчато выклиниваются к северо-востоку, замещаясь по простиранию пестроцветными песчано-глинистыми слоями. Эти соотношения позволяют однозначно решить вопрос об источниках питания. Обломочный материал сносился с северо-востока и в изобилии поступал в море вместе с пресными водами суши. В грандиозных масштабах здесь осуществлялась механическая дифференциация приносимого материала, что и запечатлелось в изменении литологического состава кластических осадков, от грубых на северо-востоке до пелитовых на юго-западе. В этом же направлении прослеживается изменение литологического состава карбонатных пород от чистых известняков и известковых мергелей до доломитов и доломитовых мергелей с подчиненными прослоями гипсов. Р. Ф. Геккер, обобщая данные по ряду горизонтов и отвлекаясь от деталей чрезвычайно пестрой в общем картины (1953), наметил два ряда закономерной смены пород и заключенных в них комплексов органических форм для различных стадий развития морского бассейна — нормальной и стадии общего его засолонения. Первый ряд прослеживается на всей площади бассейна и отображает наиболее общую тенденцию в распределении пород и организмов. Он начинается красноцветными породами, примыкающими с востока к морским отложениям. Это преимущественно дельтовые и лагунно-континентальные образования, заключающие в себе пресноводных рыб, трохилисков и редкие остатки наземной растительности. Красноцветные породы сменяются по простиранию белыми кварцевыми песками морского побережья. Наряду с пресноводными рыбами и трохилисками пески содержат остатки морских лингул, остракод (?) и несут на себе следы ползания червей. Далее следует зона глин, отлагавшихся на более глубоких участках морского дна. Пресноводные рыбы встречаются здесь очень редко. В глинах сохранились остатки морской рыбы *Ptyctodus*, лингулы, появляются пелециподы, гастроподы и замковые брахиоподы. Здесь также отмечаются многочисленные следы ползания беспозвоночных. Юго-западнее, вдали от берега моря, где накапливались известковистые глины и глинисто-известковые илы, превратившиеся впоследствии в мергели и глинистые известняки, обитала богатая и очень разнообразная фауна брахиопод, пелеципод, гастропод, криноидей, табулят, морских рыб. Впервые здесь появляются строматопороидеи и синезеленые водоросли, несущие в себе явные признаки угнетения. В центральной части моря, где не сказывалось уже влияние суши, отлагались чистые известковые илы (будущие известняки). Замковых брахиопод и пелеципод обитало здесь значительно меньше. Характерны гастроподы и нормально развитые строматопороидеи и синезеленые водоросли, слагавшие банки. Криноидей здесь нет. Впервые появляются малочисленные четырехлучевые кораллы. Еще далее к юго-западу располагалась зона формирования магнезиально-известковых илов. Комплекс органических форм в ней почти тот же, что и в предыдущей зоне. Здесь встречается большое количество строматопороидей, гастропод и ругоз; изредка наблюдаются замковые брахиоподы и единичные формы пелеципод и цефалопод. На крайнем юго-западе располагалась область накопления доломитовых илов, почти полностью лишенных органических остатков (редкие находки гастропод) (Геккер, 1953).

Закономерной смене осадков и приуроченных к ним комплексов органических форм соответствует закономерное изменение химического состава карбонатных пород, которое нашло свое отображение на прилагаемой карте (рис. 7). Прослои и линзы известняков, встречающиеся в области распространения красноцветной песчано-глинистой формации (снетогорские, псковские и чудовские слои), имеют весьма низкое содер-

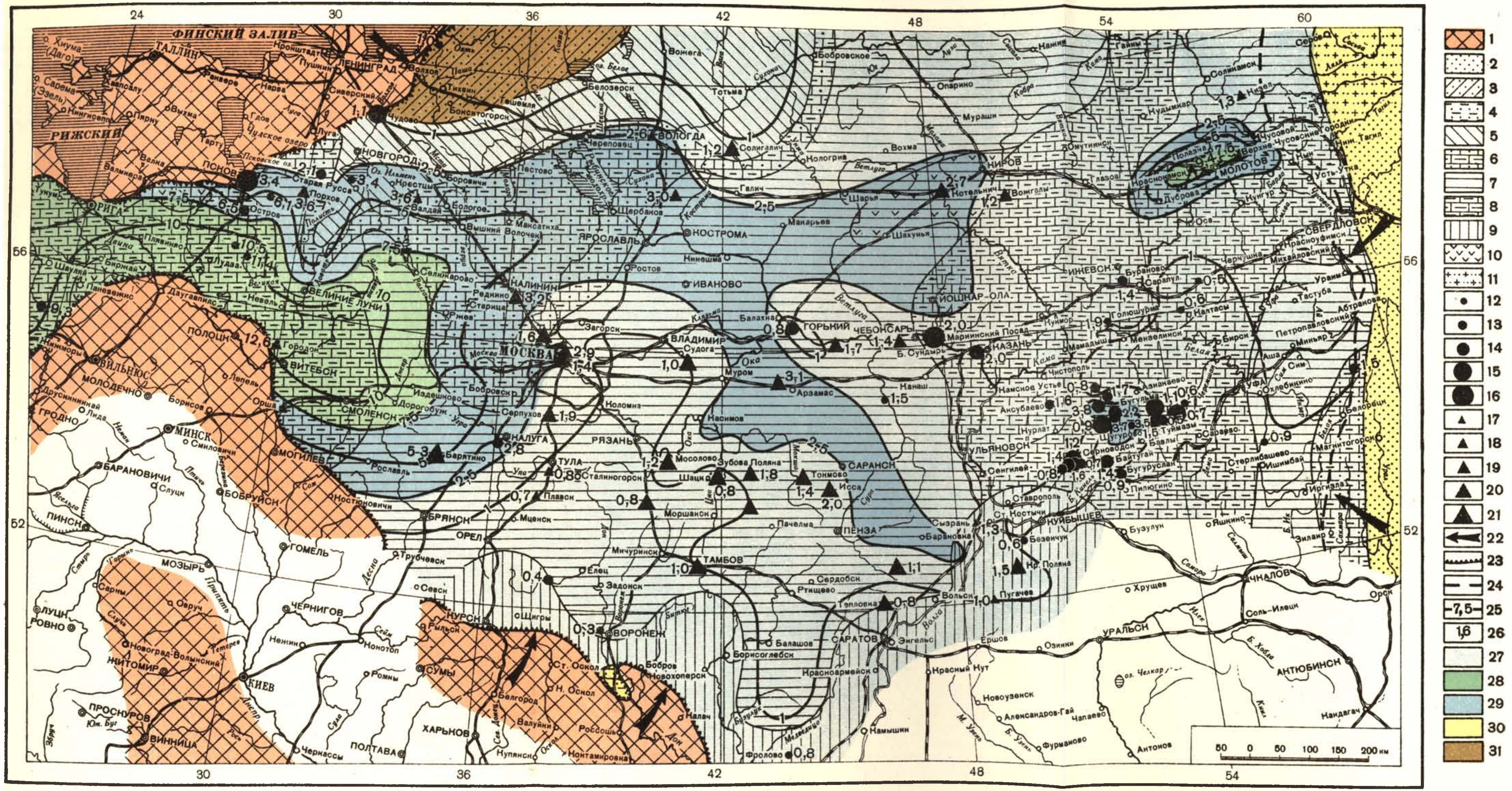


Рис. 7. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах франского яруса верхнего девона Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — пески и глины; *3* — красноцветные пески и глины: *4* — глины с пачками песков; *5* — карбонатно-глинистые породы в нижней части разреза; красноцветные пески и глины в верхней его части; *6* — карбонатные породы с пачками мергелей, глин и песков; *7* — карбонатные породы с прослоями глин; *8* — карбонатные породы с подчиненными прослоями мергелей и глин в верхней части разреза; *9* — карбонатные и глинистые породы с прослоями песков; *10* — гипсы; *11* — вулканогенные породы; *12* — менее 10 послойных анализов; *13* — 10—25 послойных анализов; *14* — 25—50 послойных анализов; *15* — 50—100 послойных анализов; *16* — более 100 послойных анализов; *17* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *18* — средние пробы из 10—25 образцов; *19* — средние пробы из 25—50 образцов; *20* — средние пробы из 50—100 образцов; *21* — средние пробы более чем из 100 образцов; *22* — направление переноса обломочного материала вероятные пути стока пресных вод; *23* — граница областей размыва; *24* — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; *25* — линии равного содержания магния (в %); *26* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *27* — области преимущественного распространения известняков; *28* — области преимущественного распространения доломитов; *29* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *30* — прибрежно-морские терригенные осадки; *31* — континентальные осадки.

жание магния (менее 1%) и сульфатной серы (SO3—0,15%). Близ границы преимущественного накопления красноцветов, но уже в зоне накопления карбонатно-глинистых пород (Чудово), содержание магния несколько увеличивается (среднее из 63 анализов — 1,1% Mg), тогда как процент сульфатной серы остается примерно тем же. Еще далее к юго-западу в районе Сольцов процент магния возрастает до 2,1, при некотором, весьма незначительном увеличении сульфатности пород (0,32%). В районе Порхова анализ средней пробы (табл. 6) показывает увеличение

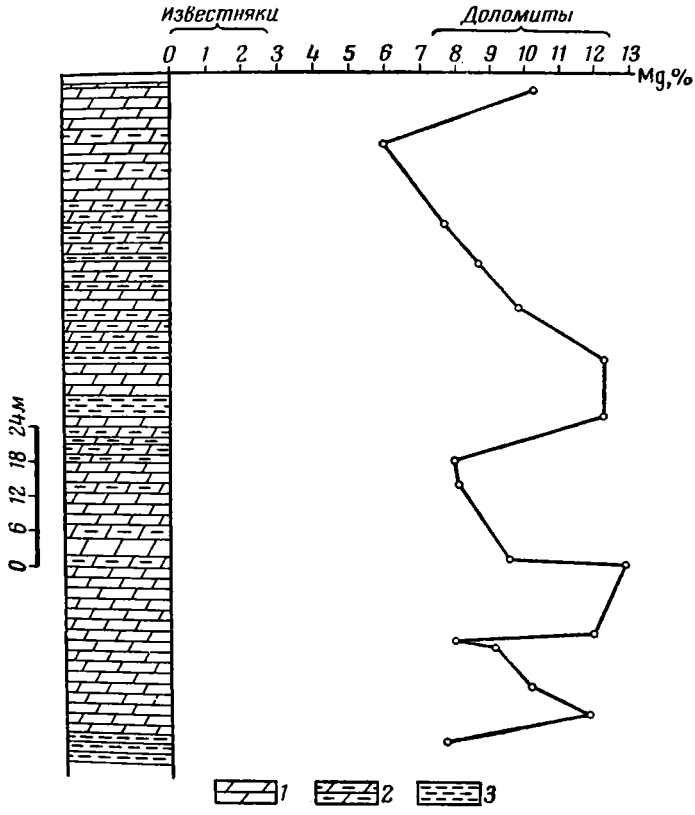


Рис. 8. Распределение магния во франских карбонатных породах Арёгалы (по данным 17 послойных анализов).

1 — доломиты; *2* — доломитовые мергели; *3* — глины.

содержания Mg до 3,6%, что сопровождается более чем четырехкратным обогащением пород сульфатами (1,44% SO3). В Прибалтике и прилегающих к ней с юго-востока районах мы попадаем уже в область распространения доломитов и доломитовых мергелей, в которых среднее содержание магния не опускается ниже 9%, а в большинстве случаев превышает 10%. Распределение магния по разрезу этой зоны иллюстрируется результатами послойных анализов карбонатных пород района Арегалы, где из 17 определений лишь в одном случае наблюдается снижение содержания магния до 6% (рис. 8). Породы Прибалтики несут в себе многочисленные признаки повышенной солености вод бассейна (прослои гипса, кристаллы целестина, псевдоморфозы по поваренной соли, бедность фаунистическими остатками и т. д.). Скорее всего это была изолированная от моря мелководная лагуна. Почти полное отсутствие грубозернистых обломочных пород доказывает, что терригенный материал, сносившийся

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовые про						
		Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.
Алатырская	87	8,22	0,78	46,77	5,05	38,68	0,01	0,99
Барятино	146	13,22	0,93	39,30	8,63	37,66	0,07	0,85
Валдай	18	9,46	1,44	43,21	5,89	39,27	0,03	0,65
Вожгалы	25	19,36	1,15	41,78	2,03	34,38	Нет	1,00
Вологда	17	12,60	0,89	42,94	4,29	38,02	0,03	0,55
Городок	16	2,93	0,28	30,34	20,31	44,93	0,01	0,92
Зубова Поляна	84	13,50	0,78	44,87	2,88	36,67	0,03	1,44
Исса	86	8,52	1,01	46,69	3,20	36,99	0,24	2,27
Кизел	15	28,60	0,96	36,15	2,06	29,01	0,55	2,79
Кикино	243	10,97	0,60	46,97	1,71	37,90	0,01	1,10
Котельнич	115	6,27	0,32	47,36	4,29	39,33	1,50	1,00
Краснокамск	7	1,42	0,54	37,34	15,28	44,71	0,36	0,77
Красная Поляна	80	9,77	0,33	47,18	2,42	39,18	Нет	0,37
Лысково	92	10,60	0,91	45,93	2,69	38,07	0.11	1,46
Любим	38	12,76	1,32	42,34	4,93	37,64	0,46	0,77
Медведково	27	12,46	1,09	38,75	9,10	37,94	0,02	1,35
Морсово	65	9,36	0,83	48,13	1,64	39,01	0,20	0,41
Москва	95	33,98	2,28	32,31	2,28	26,17	0,35	2,88
Мосолово	93	8,58	0,99	47,96	1,91	37,35	0,60	2,13
Непейцино	168	28,46	1,64	35,46	1,60	27,80	0,39	3,62
Орша	8	5,66	0,48	29,61	9,70	43,92	9,18	0,73
Плавск	13	12,31	0,94	46,58	1,15	36,94	0,06	1,32
Поваровка	63	11,51	1,17	43,18	2,52	35,30	5,56	Нет
Порхов	31	16,15	0,87	38,62	5,87	34,83	1,44	1,75
Пугачев	4	18,50	0,46	42,64	1,63	33,60	2,15	0,43
Редкино	69	23,55	1,99	35,00	5,15	30,63	0,63	2,30
Ряжск	75	10,24	0,99	48,00	1,36	38,01	0,21	1,11
Сборное	106	17,52	0,94	43,13	1,23	34,60	0,41	1,64
Серпухов	60	14,54	1,23	44,10	3,03	36,21	0,10	1,07
Солигалич	49	19,56	1,62	41,42	1,90	32,29	0,04	2,52
Сызрань	7	2,78	Следы	51,21	2,17	41,28	Следы	1,69
Сундырь	24	6,08	0,69	49,97	2,24	39,96	0,10	1,22
Тамбов	80	16,66	1,21	44,40	1,63	34,81	0,16	1,22
Тепловка	53	18,10	1,50	42,44	1,26	35,09	0,21	0,50
Токмово	58	6,48	0,54	48,99	2,35	39,50	0,45	1,18
Ясная Поляна	17	12,60	1,15	46,28	1,29	36,70	0,33	1,40

с северо-восточной окраины Главного девонского поля, не достигал Прибалтики, оседая по пути. Лишь самые тонкие пелитовые фракции заносились в лагуну вместе с периодически поступавшими в нее морскими водами. Приведенные факты свидетельствуют также и о том, что суша, окружавшая лагуну с северо-запада, запада и юго-запада, была тектонически спокойной и безводной, вследствие чего реки почти не опресняли соленых вод лагуны.

Доломитовая формация Прибалтики прослеживается вдоль восточного склона Белорусского массива в район Городка, Витебска и Смоленска, образуя выступ к северо-востоку в сторону Селижарово. На этой площади, так же как и в Прибалтике, формация представлена доломитами и доломитовыми мергелями, залегающими на красноцветах среднего девона. Верхний красноцветный покров, вероятно, был размыт впоследствии. Анализ средней пробы карбонатных пород Городка указывает на исключительно высокое содержание в них магния (12,6%; табл. 6). К югу и юго-востоку в направлении на Оршу и Барятино содержание этого элемента в карбонатах снижается до 5—6%, а еще юго-восточ-

Таблица 6

толщ франского яруса (D_3^1) Русской платформы

центы				10⁻³%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
100,50	—	—	—	—	—	—	3,1	А. И. Ермишкина
100,66	0,040	0,013	0,003	0,28	0,40	1,60	5,3	Г. А. Корзина
99,95	—	—	—	—	—	—	3,6	»
99,70	0,053	0,032	0,001	—	—	—	1,2	А. И. Ермишкина
99,32	—	—	—	—	—	—	2,6	К. В. Горшкова
99,72	0,042	—	—	—	—	—	12,6	»
100,17	—	—	—	—	—	—	1,8	А. И. Ермишкина
98,92	—	—	—	—	—	—	2,0	Г. А. Корзина
100,12	0,028	0,016	0,004	1,50	1,20	3,70	1,3	К. В. Горшкова
99,26	—	—	—	—	—	—	1,1	»
100,07	—	—	—	—	—	—	2,7	Г. А. Корзина
100,32	0,045	0,044	0,003	0,27	0,32	1,84	9,4	К. В. Горшкова
99,25	—	—	—	—	—	—	1,5	»
99,77	—	—	—	—	—	—	1,7	Г. А. Корзина
100,22	—	—	—	0,82	2,18	2,64	3,0	А. И. Ермишкина
100,71	0,038	0,002	0,006	0,77	0,50	2,80	5,6	Г. А. Корзина
99,58	—	—	—	—	—	—	1,0	А. И. Ермишкина
100,25	0,050	0,060	0,021	0,78	2,00	3,30	1,4	К. В. Горшкова
99,52	—	—	—	—	—	—	1,2	Г. А. Корзина
98,97	0,070	0,028	0,003	0,62	0,45	2,00	1,0	К. В. Горшкова
99,28	0,038	0,011	0,002	0,90	0,50	1,30	6,0	»
99,30	0,038	0,042	0,006	0,46	0,80	2,70	0,7	»
99,24	—	—	—	—	—	—	1,6	А. И. Ермишкина
99,53	—	—	—	—	—	—	3,6	К. В. Горшкова
99,41	—	—	—	0,85	1,74	2,64	1,0	Г. А. Корзина
99,25	—	—	—	—	—	—	3,2	К. В. Горшкова
99,92	—	—	—	—	—	—	0,8	»
99,47	0,047	0,024	0,009	0,62	1,08	4,15	0,8	»
100,28	—	—	—	—	—	—	1,9	А. И. Ермишкина
99,35	—	—	—	—	—	—	1,2	Г. А. Корзина
99,13	0,053	0,029	0,0005	0,66	0,45	1,50	1,3	К. В. Горшкова
100,26	—	—	—	—	—	—	1,4	Г. А. Корзина
100,09	—	—	—	0,48	0,50	1,00	1,0	»
99,10	0,065	0,023	0,002	0,57	1,20	3,45	0,8	К. В. Горшкова
99,49	—	—	—	—	—	—	1,4	А. И. Ермишкина
99,75	—	—	—	—	—	—	0,8	К. В. Горшкова

нее — в Калуге, Ясной Поляне и Плавске распространены уже магнезиально-чистые глинистые известняки, известковистые мергели и глины, заключающие в себе многообразную морскую фауну фораминифер, губок, строматопор, восьми- и четырехлучевых кораллов, морских лилий, мшанок, брахиопод, моллюсков, трилобитов и остатки водорослей (Завидонова, 1953). Содержание магния в известняках снижается здесь до 0,6—0,8%, а сульфатная сера практически в них отсутствует (табл. 6).

Снижение процентного содержания магния хорошо прослеживается и в более восточных районах распространения доломитовой формации по профилю средних проб: Редкино (3,2%) — Поваровка (1,6%) — Москва (1,4%) — Ряжск (0,8%). Характер распределения магния по разрезам Редкино и Москвы иллюстрируется данными послойных анализов (рис. 9 и 10). Из графиков видно, что преобладающими породами являются известняки, среди которых в евлановско-ливенских слоях появляются прослои доломитов.

В широкой полосе, непосредственно примыкающей к Воронежскому массиву, преобладающее значение имеют глинистые осадки. Карбонатные

породы представлены здесь преимущественно мергелями и органогенно-обломочными, органогенно-шламовыми и конгломератовидными известняками, в которых содержится значительная примесь слабо окатанных зерен кварца. По данным М. М. Толстихиной (1952), на поверхности тонкозернистых прослоев видны следы сверления, ползания и прирастания организмов, т. е. совокупность признаков, типичных для мелководья. Характерны исключительное обилие и разнообразие морской фауны (брахиоподы, криноидеи, кораллы, фораминиферы, пелециподы, гастроподы, остракоды и др.), часто измельченной и раздробленной, что наблю-

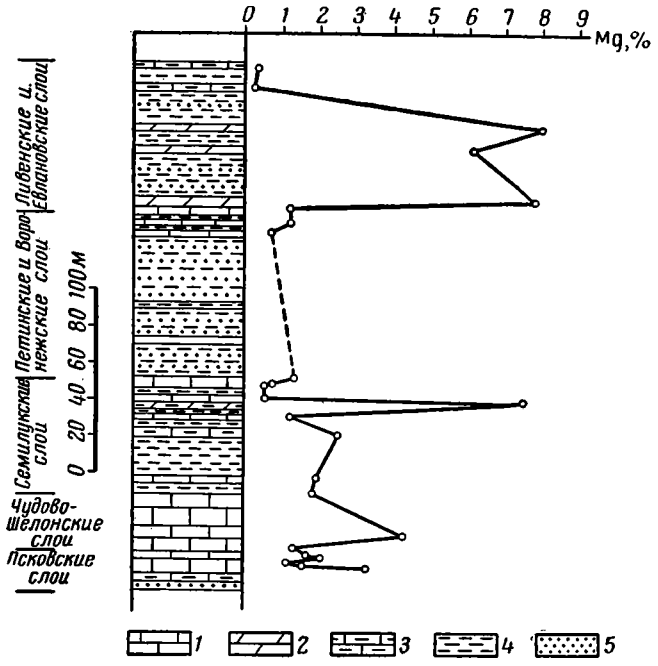


Рис. 9. Распределение магния в карбонатных породах франского яруса Редкино (по данным 24 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глины; *5* — пески.

дается обычно в прибрежной литоральной зоне. По мере приближения к Воронежскому массиву не только увеличивается глинистость разрезов, но прослои петинских песчаников из мелкозернистых и глинистых становятся все более и более грубозернистыми и даже гравийными, с размерами зерен до 5 и более миллиметров (Толстихина, 1952). В противоположном направлении, т. е. к северу от массива, количество глин в отложениях франского яруса уменьшается и преобладающими породами становятся известняки и известковистые мергели. Совокупность этих данных, а также результаты минералогических анализов пород позволяют однозначно заключить, что источником сноса являлся Воронежский массив. Преимущественно дисперсный (пелитовый) характер осаждавшегося материала указывает на то, что Воронежская суша испытывала настолько медленное поднятие, что речная сеть способна была выносить лишь тонкую муть, если не считать кратковременного усиления поднятий в петинское время. Вместе с тем, большая ширина пояса глинистых пород, протягивающегося вдоль всего северного склона Воронежского массива, говорит о том, что речной сток был весьма обильным и безусловно оказы-

вал сильное распресняющее воздействие на воды франского бассейна. Это обстоятельство хорошо согласуется с изменениями в составе карбонатных пород. В зоне, непосредственно примыкающей к Воронежскому массиву, встречаются известняки, содержащие всего лишь 0,3—0,4% Mg (Семилуки, Ливны), а по мере удаления от массива к северу количество магния в породах медленно увеличивается. Изолиния Mg 1% отступает от массива на расстояние до 500 км на север и до 200—400 км на северо-восток, достигая Непейцино, Ряжска, Сборного, Морсово и Тамбова (рис. 7, табл. 6). Особенности распределения магния по разрезу этой

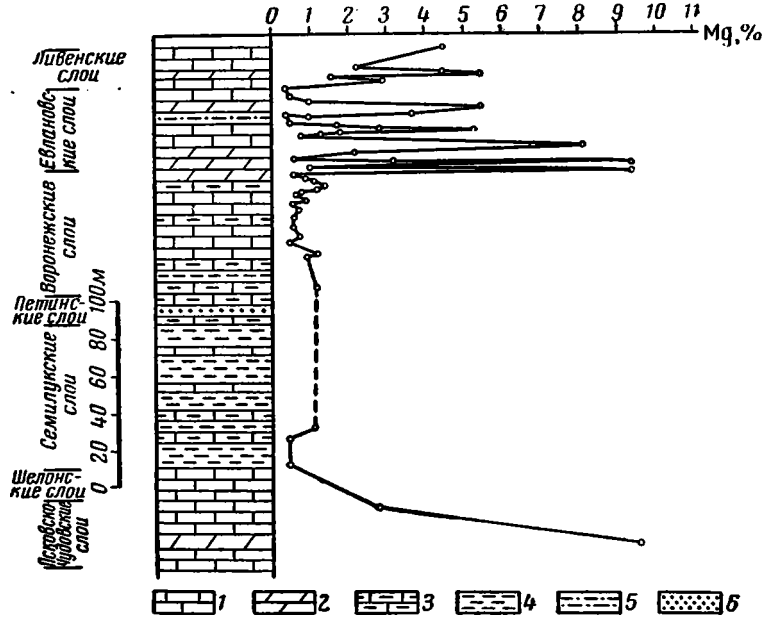


Рис. 10. Распределение магния в карбонатных породах франского яруса Москвы (по данным 49 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глины; *5* — пески и глины; *6* — пески.

зоны выявлены детальными послойными анализами керна Непейцинской скважины (рис. 11). Из графика хорошо видно, что известняки и мергели семилукских, петинских и воронежских слоев почти не содержат в себе магния (менее 2%) и лишь в псковско-чудовских и евлановско-ливенских слоях, среди преобладающей толщи чистых известняков, встречаются отдельные прослои известковых доломитов. Аналогичное распределение пород дает разрез Сборного (рис. 12), с тем лишь отличием, что прослой доломита установлен здесь также в семилукских слоях.

Севернее зоны, тяготеющей к Воронежскому массиву, наблюдается некоторое дальнейшее увеличение магнезиальности пород. Изолиния Mg 2,5% оконтуривает узкую полосу юго-восточного простирания, в пределах которой максимальный процент магния обнаружен в районе Алатырской скважины (3,1%; табл. 6). Эта полоса прослеживается на северо-запад к Любиму (3,0% Mg), а далее меняет простирание на широтное, замыкаясь у Котельнича и расширяясь к западу. Она протягивается вдоль южной границы Главного девонского поля к Прибалтике и Белоруссии, все более и более обогащаясь магнием по мере движения на запад.

Севернее Любима по направлению к Вологде, Солигаличу и далее к северо-восточному окончанию Главного девонского поля отложения франского яруса обогащаются грубым терригенным материалом, в них появляются пачки красноцветных пород и карбонатная толща перекрывается верхней пестроцветной формацией. С некоторыми видоизменениями здесь повторяются литолого-фациальные перемены, описанные ранее для Прибалтики и Главного девонского поля. Прослежены они менее детально, ввиду большой глубины залегания франских пород. К северу увеличивается не только грубость и число прослоев обломочных пород, но параллельно меняется и качественный состав карбонатной толщи. Среднее содержание магния в ней снижается до 1,2% в Солигаличе (табл. 6). Эти соотношения, как и во всех рассмотренных ранее случаях, показывают, что питающая провинция располагалась на северо-западе платформы, причем переносу обломочного материала речной сетью сопутствовало распреснение морских вод, которое прослеживается на значительное расстояние от берега.

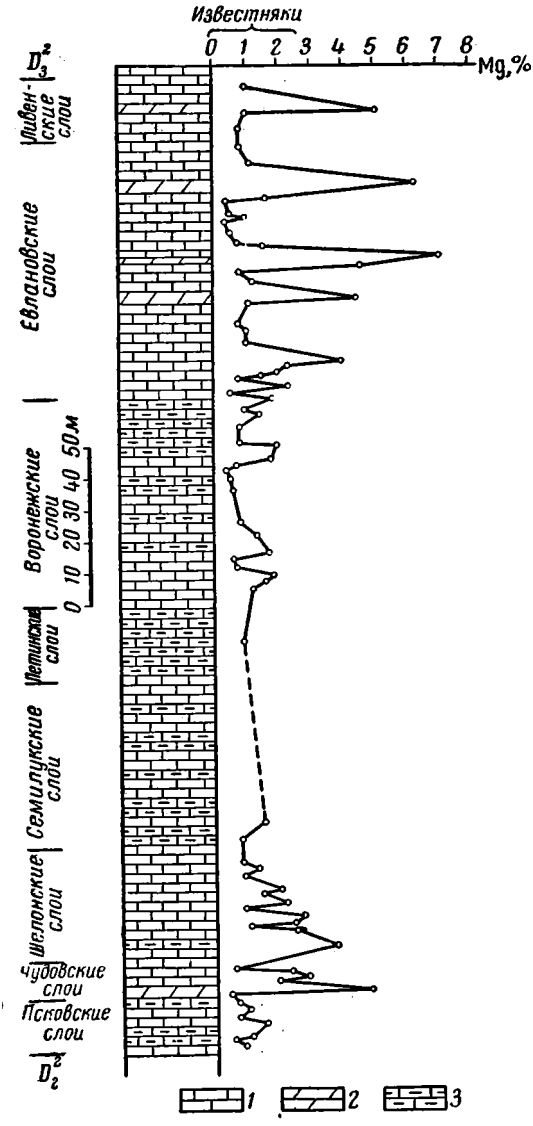


Рис. 11. Распределение магния во франских карбонатных породах Непейцино (по данным 78 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — известковые доломиты; *3*—мергели.

К востоку от Волги широким распространением пользуются тонкозернистые и тонкослоистые глинисто-карбонатные породы доманиковой формации, приуроченной преимущественно к семилукским слоям. Породы обогащены органикой и заключают своеобразную бедную фауну, насчитывающую лишь немногие виды преимущественно тонкостенных организмов (птероподы, брахиоподы, пластинчатожаберные и головоногие моллюски). М. М. Толстихина, специально изучавшая семилукскую фауну, пришла к заключению, что «весь комплекс фауны восточного бассейна по составу, а также по физическим и экологическим особенностям форм, резко отличается от фауны, которая развивалась на западе. Отличие их настолько велико, что фауны эти, населявшие крупные части одного и того же бассейна, по существу не имеют общих форм» (Толстихина, 1952). Отложения доманиковой формации характеризуются слож-

ностью литологического состава. Среди пород преобладают мелкодисперсные образования — глины, глинистые и битуминозные горючие сланцы, содержащие включения кремня и пирита. Известняки присутствуют в виде чистых, битуминозных и окремнелых разностей. В сланцах и известняках наблюдаются пленки и капельные выделения нефти (Тихонович, 1951).

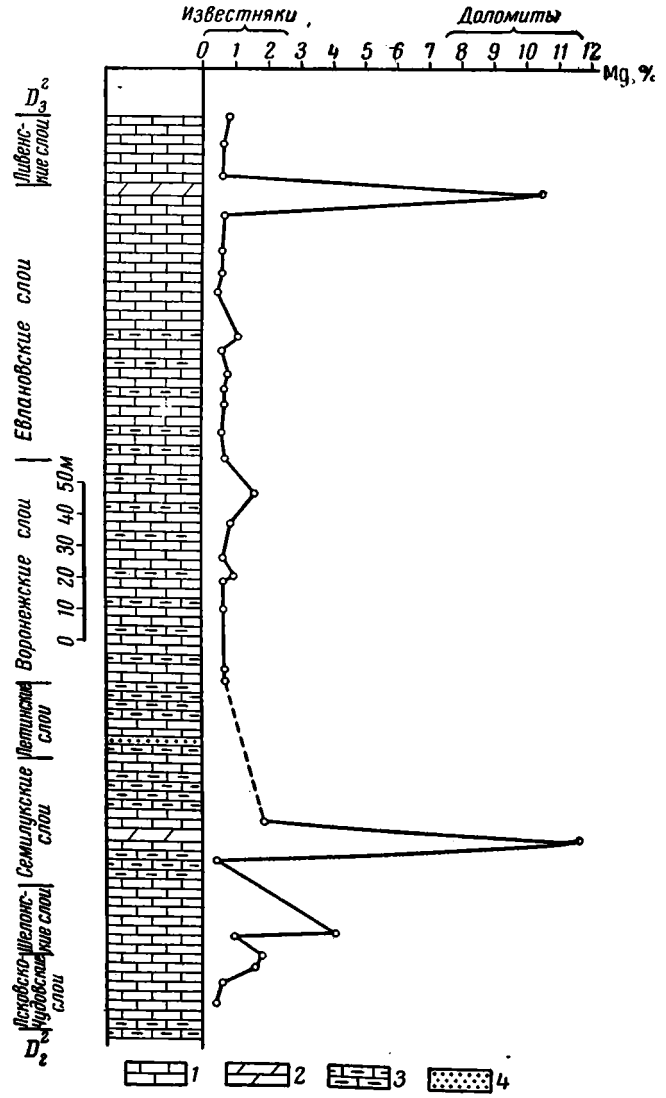


Рис. 12. Распределение магния во франских карбонатных породах Сборного (по данным 32 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — песчаники.

Воронежские и вышележащие слои представлены в Волго-Уральской области преимущественно известняками, по существу почти ничем не отличающимися от карбонатных пород западной провинции. Среднее содержание магния в карбонатных породах Волго-Уральской области весьма невелико и колеблется от 0,5 до 2%, постепенно уменьшаясь к Приуралью и юго-восточной окраине платформы. И здесь наблюдаемые соотношения

получают свое естественное объяснение, если сопоставить их с меридионально вытянутым поясом песчано-глинистых пород восточного склона Урала. Речной сток с интенсивно размывавшихся зауральских и, может быть, также с внутренних уральских поднятий не только транспортировал на запад огромные массы обломочного материала, но и вместе с тем оказывал мощное распресняющее воздействие на соленость вод восточной части платформенного бассейна. В этой связи интересно отметить существенное обогащение приуральских карбонатных разрезов (например —

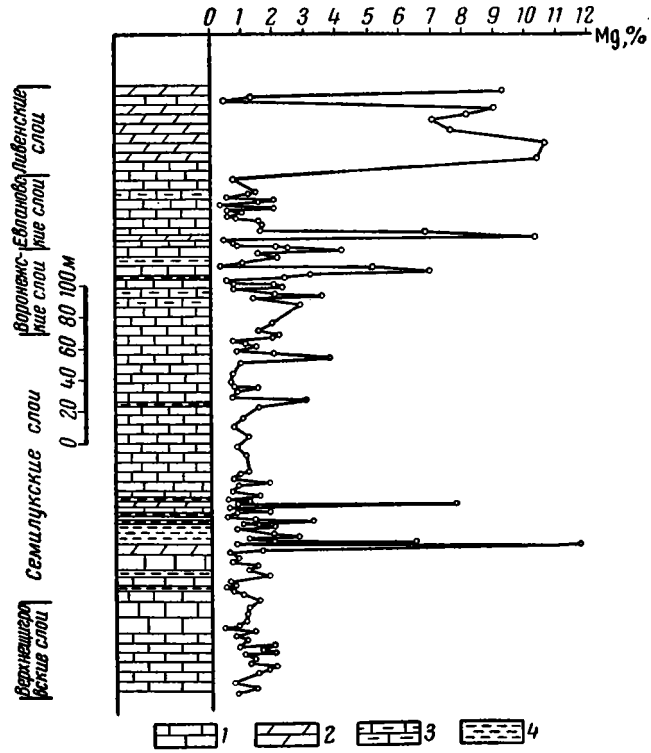


Рис. 13. Распределение магния во франских карбонатных породах Мариинского Посада (по данным 136 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глины.

Кизел) рассеянными формами Co, Ni и Cu, которые, как известно, являются тонкими индикаторами процессов размыва и сноса продуктов выветривания основных и ультраосновных пород суши.

Незначительный максимум выявляется в юго-восточной Татарии, где среднее процентное содержание магния увеличивается до 3,5—3,7%. Литологически это выразилось в появлении доломитовых пачек в верхней части франского яруса (аскынские слои). С доломитами в ряде мест (Сюкеево, Ромашкино, Черемшан) ассоциируют тонкие прослои и гнезда ангидритов и гипсов. Образование этих пород, вероятно, было связано с формированием куполовидных структур, рост которых создавал условия мелководья в небольших изолированных лагунах межкупольных пространств. В пределах самих же куполов, согласно данным Е. И. Тихвинской (1953), наддоманиковая толща была выведена из-под уровня моря и подвергалась значительной эрозии и выветриванию.

Остаются неясными условия формирования доломитовых пород в Молотовском Прикамье, где они образуют узкую зону почти широтного простирания. Доломиты залегают здесь внутри преимущественно известняковой толщи, подстилаясь снизу детритусовыми и криноидными известняками и перекрываясь гидроидно-водорослевыми разностями (Соколова, 1952). Наличие в доломитах многочисленных включений гипсов и ангидритов, несколько повышенное содержание стронция (0,04%) и почти полное отсутствие остатков фауны в некоторых пачках (мраморовидные доломиты) говорят скорее о лагунном происхождении этих пород. Вероятно, по своему генезису они близки к доломитам Татарии. Иные условия образования предположить трудно, так как на сравнительно небольшом расстоянии от Краснокамска, где среднее содержание Mg в карбонатных породах достигает 9,4%, отлагались почти чистые известняки Кизела (1,3%) и Чусовой.

В пограничной полосе между восточной и западной провинциями франского бассейна (Вожгалы, Сундырь, Мариинский Посад, Верхний Услон, Улема) условия осадконакопления носили переходной характер. Здесь отлагались то толщи светлых морских известняков, характерных для запада, то пачки черных глинисто-карбонатных битуминозных пород доманика, типичных для востока (Толстихина, 1952). Содержание магния в породах этой полосы не превышает 2%. Исключительно детальные послойные анализы пород Мариинского Посада (рис. 13) выявляют среди преобладающей толщи слабо магнезиальных известняков (0,5—2,5% Mg) несколько маломощных прослоев доломитов в семилукских и воронежских слоях. Лишь в ливенских слоях, венчающих франский ярус, преобладание переходит к доломитам.

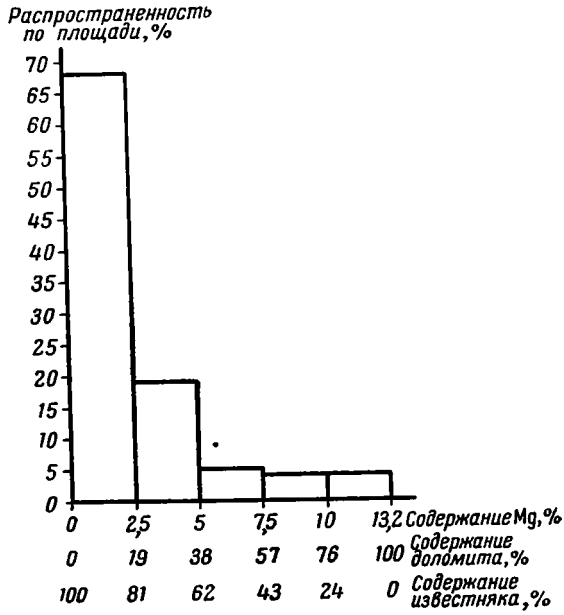


Рис. 14. Распространенность франских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 830 00 км²).

Таким образом, наблюдаемое распределение и состав франских карбонатных пород на площади Русской платформы получают простое и естественное объяснение благодаря тому, что в поле нашего зрения мы включили анализ тектонического режима берегов франского бассейна. Снос обломочного материала с Балтийского щита, Воронежского массива и Зауральской суши сопровождался обильным стоком речных вод, оказывавших мощное распресняющее воздействие на воды франского моря. Под влиянием этой причины на большей части территории отлагались магнезиально-чистые известняки, лишь слегка обогащенные магнием в центральной части бассейна, где слабее сказывалось влияние континентального стока. Доломитовая формация сохранилась лишь на ограниченной площади у северо-западной окраины бассейна, где она была окружена тектонически спокойной и безводной сушей. Измерения площадей на

карте показывают, что доломиты занимают всего лишь 8% общей площади распространения франских карбонатных пород, тогда как известняки — около 70% этой площади (табл. 5, рис. 14). Эта же тенденция

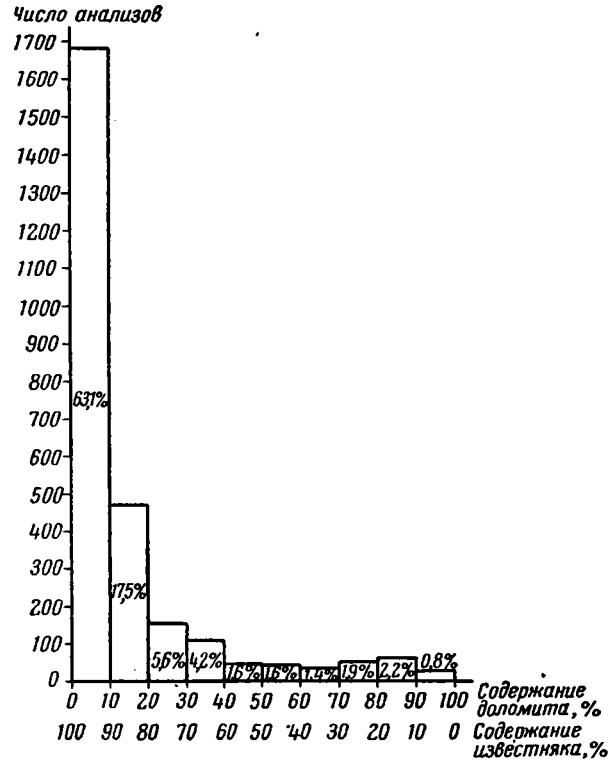


Рис. 15. Распределение анализов карбонатных пород франского яруса с разным содержанием доломита (по данным 2659 послойных анализов).

четко выражена и на рис. 15, на котором изображено распределение анализов карбонатных пород с разным содержанием доломита.

3. Фаменский ярус верхнего девона (рис. 16)

Литолого-фациальные условия на Русской платформе в начале фаменского века унаследовали много общих черт от условий конца франского века. Они получили лишь свое дальнейшее естественное развитие, тенденция которого четко наметилась в евлановско-ливенское время. Так, например, интенсивные восходящие движения земной коры на северо-западе платформы, запечатлевшиеся в зоне осадконакопления в виде ореола обломочных пород верхней пестроцветной толщи, еще более усилились в задонское время. Поднятия охватили уже не только Балтийский щит, но и его подземные склоны. Значительная часть площади Главного девонского поля и Полесья стала ареной денудации (Архангельский, 1948). Море покинуло эту область и вслед за ним сместился к востоку и к юго-востоку шлейф континентальных красноцветных образований. В это время несколько усилилась также интенсивность поднятия Воронежского массива, вследствие чего появились пачки песчаных пород в глинисто-карбонатной формации Центрального девонского поля. Прослои песков отмечаются и в центральной части Московской синеклизы, причем мощность их увеличивается с приближением к западной и северо-

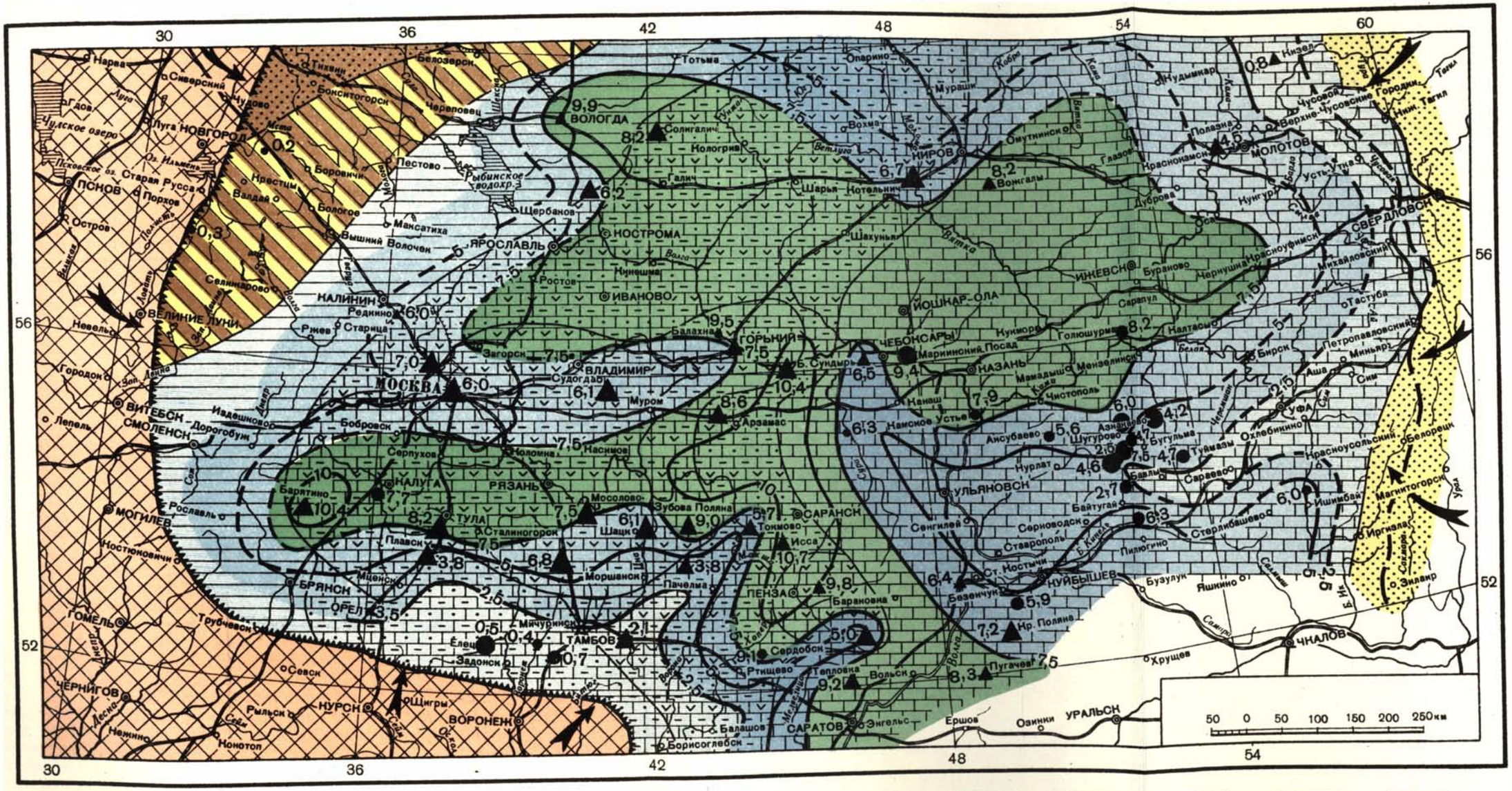


Рис. 16. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах фаменского яруса верхнего девона Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — пески и глины (на северо-западе красноцветные); *3* — пески и глины (сверху красноцветные) с прослоями мергелей; *4* — карбонатно-глинистые породы с прослоями гипсов и песков; *5* — карбонатно-глинистые породы с прослоями песков; *6* — карбонатные породы с прослоями гипсов, глин и песков; *7* — карбонатные породы, гипсы и ангидриты с прослоями мергелей; *8* — карбонатные породы; *9* — менее 10 послойных анализов; *10* — 10—25 послойных анализов; *11* — 25—50 послойных анализов; *12* — 50—100 послойных анализов; *13* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *14* — средние пробы из 10—25 образцов; *15* — средние пробы из 25—50 образцов; *16* — средние пробы из 50—100 образцов; *17* — средние пробы более чем из 100 образцов; *18* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *19* — граница областей размыва; *20* — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; *21* — линии равного содержания магния (в %); *22* — среднее содержание магния в разреве (в %); *23* — области преимущественного распространения известняков; *24* — области преимущественного распространения доломитов; *25* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *26* — прибрежно-морские терригенные осадки; *27* — континентальные осадки.

западной суше. В районе Редкино, Валдая, Вологды и Солигалича встречаются уже целые пачки пестроцветных обломочных пород, увеличение мощности которых к периферии бассейна сопровождается постепенным выклиниванием карбонатной толщи (Толстихина, 1952).

В отложениях нижней части фаменского яруса намечаются также некоторые незначительные качественные изменения в составе карбонатов. Задонские слои представлены еще на большей части территории преимущественно органогенно-обломочными и органогенно-шламовыми известняками, тогда как в елецких слоях в ряде мест появляются прослои доломитовых известняков и доломитов (Бакиров, 1948; Бурова, 1951; Завидонова, 1951, 1953; Кондратьева и Федорова, 1953; Копелиович, 1951; Ларионова и Петренева, 1953; Петровская, 1951, 1953; Смирнова, 1951; Сытова, 1951; Тихий, 1953; Тихонович, 1951; Филиппова, 1953). Комплекс органических форм в задонских слоях весьма разнообразен и представлен брахиоподами, криноидеями, фораминиферами, гастроподами, остракодами, остатками рыб, водорослей и т. д. В елецких же слоях наблюдается обеднение фауной.

Наметившиеся тенденции получили свое завершение в данково-лебедянское время. Морские условия седиментации сменились в западных и центральных районах платформы условиями лагунными. На дне гигантской соленой лагуны вместо известковых илов начали отлагаться магнезиально-известковые илы, из которых впоследствии образовались доломиты. Произошло резкое обеднение фауны, которая в данково-лебедянских слоях либо совсем отсутствует, либо представлена всего лишь несколькими видами пластинчатожаберных моллюсков, рачков и червей. В центральной части Московской синеклизы началась садка мощных пачек гипсов и ангидритов (рис. 16). Влажный морской климат начала века коренным образом изменился и стал континентальным, засушливым (Толстихина, 1952). Вследствие значительного уменьшения скорости восходящих движений земной коры в данково-лебедянское время почти полностью прекратился принос обломочного материала с пустынной и безводной западной суши. В результате ослабело и распресняющее воздействие рек на соленость морской воды. Оно почти совсем не сказывалось по западной периферии бассейна, но сохранилось в ослабленном виде на юге — в области Центрального девонского поля. Нормальный морской режим уцелел лишь на востоке платформы в районах, тяготеющих к Уральской геосинклинали.

В силу недостаточно дробной возрастной датировки большинства химических анализов фаменских карбонатных пород, мы вынуждены были отобразить изменявшиеся в течение века литолого-фациальные условия с помощью одной лишь карты. И хотя по этой причине изолинии магния отображают усредненную для всего яруса картину, с первого же взгляда на карту видно, что основная, наиболее характерная особенность яруса уловлена правильно. Изолинии оконтуривают очень большую площадь распространения доломитов, во много раз превосходящую ареал их развития в отложениях франского яруса (см. рис. 7 и 16; табл. 5). Доломиты образуют сплошной массив в западных, центральных и северо-восточных районах платформы. На западе они несколько отступают от зоны распространения красноцветных формаций. По направлению к последним намечается тенденция к снижению среднего содержания магния, но проследить ее шаг за шагом нам не удалось, вследствие весьма ограниченного количества фактических данных. Так, в Поваровке содержание магния в средней пробе равно 7%, в Редкино оно снижается до 6% (табл. 7). Затем на расстоянии около 300 км наблюдается пропуск в сведениях, и лишь на крайнем северо-западе, неподалеку от границы области размыва (Торбино и Поддорье), согласно результатам единичных

анализов, распространены магнезиально-чистые известняки и мергели (0,2—0,3% Mg), залегающие в виде прослоев среди пестроцветных песков и глин. По геологическим данным в районе Валдая, занимающего промежуточное положение, в строении разреза наряду с терригенными породами принимают участие прослои известняков и доломитов, что указывает на некоторое увеличение магнезиальности карбонатных пород по мере удаления от области сноса.

На широте Москвы выявлена узкая полоса, вытянутая с запада на восток, в пределах которой намечается незначительное снижение процентного содержания магния в карбонатных породах. Эта тенденция прослеживается по профилю средних проб от Поваровки (7% Mg), через Москву (6%) к Непейцино (6,1%). При дальнейшем движении на восток магнезиальность пород возрастает, что и фиксируется средней пробой Горьковской скважины (7,5% Mg).

Многочисленные прослои гипсов и ангидритов, присутствующие в карбонатных толщах этой полосы, наличие целестина, который обнаруживается минералогически и химически (например, в Москве содержание стронция в средней пробе достигает 0,14%), бедность и однообразие фауны, представленной всего лишь несколькими видами брахиопод,

Анализы установленных средних проб карбонатных

Местонахождение отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовые про						
		Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.
Алатырская	69	6,60	0,24	34,18	13,86	34,53	10,20	1,01
Барятино	77	13,42	0,51	28,42	16,77	36,76	1,98	1,49
Вожгалы	17	3,56	0,26	34,28	13,33	28,82	18,62	1,13
Вологда	3	19,83	0,72	24,45	15,99	35,42	0,08	3,04
Горький	27	6,54	0,28	33,47	12,17	27,64	18,27	1,02
Зубова Поляна	79	6,01	0,14	35,32	14,63	42,70	0,04	0,56
Исса	47	6,26	0,45	32,44	17,38	41,38	0,02	1,88
Кизел	17	41,84	0,67	29,46	1,30	25,51	Нет	0,52
Кикино	70	5,96	0,05	42,16	8,10	37,32	5,97	0,52
Котельнич	107	5,42	0,38	34,06	10,90	22,51	25,11	0,83
Красная Поляна	87	1,35	0,05	41,78	11,66	43,72	1,75	0,15
Краснокамск	31	2,39	0,06	46,62	7,30	43,28	0,12	0,90
Лысково	83	4,17	0,23	32,10	16,89	38,69	6,66	1,11
Любим	68	11,51	0,62	32,72	9,99	24,43	19,99	1,35
Морсово	36	2,64	0,11	47,48	6,17	42,93	0,35	0,60
Москва	132	9,96	0,50	30,94	9,78	25,88	20,23	1,93
Мосолово	102	5,88	0,41	37,28	12,19	37,41	5,54	1,31
Непейцино	176	9,31	0,62	34,83	9,84	27,01	15,64	2,68
Плавск	66	6,87	0,38	45,13	6,09	41,02	0,05	0,36
Поваровка	105	11,14	0,98	32,56	11,33	28,26	13,75	1,81
Пугачев	23	5,25	0,16	38,33	13,40	41,94	0,07	0,32
Редкино	3	8,60	0,52	38,71	9,73	39,72	1,07	0,92
Ряжск	110	8,64	0,26	37,41	11,06	39,20	1,51	1,26
Сборное	127	4,84	0,34	40,25	9,92	39,84	3,73	1,45
Солигалич	52	10,69	0,88	30,36	13,22	27,91	13,91	2,89
Сундырь	24	4,58	0,36	38,04	10,44	32,29	12,31	1,54
Сызрань	16	2,21	0,07	41,78	10,40	41,98	2,21	0,97
Тамбов	77	7,86	0,19	48,55	3,39	39,78	0,04	0,82
Тепловка	29	2,94	Следы	39,70	14,90	41,30	0,41	0,99
Токмово	46	7,44	0,32	39,95	9,20	38,96	4,34	Нет
Юловый Ишим	22	5,19	0,34	33,08	15,84	35,89	7,88	1,96
Ясная Поляна	112	12,55	0,59	29,74	13,36	31,21	10,07	1,53

пластинчатожаберных моллюсков, рачков, рыб и червей (Завидонова, 1953), указывают на то, что и здесь в конце фаменского века накапливались типичные лагунные осадки.

Зона доломитов отступает на значительное расстояние к северу и к востоку от Воронежского массива. По мере приближения к последнему в карбонатных толщах наблюдается снижение содержания магния от 9% в Зубовой Поляне, через 3,8% в Морсово, до 2,1% в Тамбове (табл. 7). Еще далее к юго-западу (Грязи, Липецк, Елец) обогащение фаменской толщи песчано-глинистыми пачками сопровождается появлением магнезиально-чистых известняков и глинистых известняков (0,4—0,5% Mg). Характер распределения магния по разрезу этой зоны хорошо иллюстрируется данными послойных анализов Тамбовской скважины (рис. 17). Как видно из рисунка, содержание магния в задонских слоях сравнительно невелико и колеблется от 0,7 до 5%, в елецких слоях оно резко снижается и ни в одном случае не превышает 1%; в данково-лебедянских же слоях среднее содержание магния во много раз больше, причем пики и минимумы на кривой указывают на чередование карбонатных пачек с высоким и низким содержанием доломита. Изменение содержания магния по разрезу сказалось в распределении фауны. Так, например,

Таблица 7

толщ фаменского яруса (D_3^2) Русской платформы

центы				10^{-3}%			Среднее содержание магния в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
100,62	—	—	—	—	—	—	8,6	А. И. Ермишкина
99,35	0,040	0,007	0,003	0,25	0,69	1,98	10,4	Г. А. Корзина
100,00	0,045	0,043	0,001	0,20	0,30	2,00	8,2	»
99,53	—	—	—	—	—	—	9,9	К. В. Горшкова
99,39	—	—	—	—	—	—	7,5	А. И. Ермишкина
99,40	—	—	—	—	—	—	9,0	»
99,81	—	—	—	—	—	—	10,7	Г. А. Корзина
99,30	0,030	0,023	0,002	0,47	1,47	5,60	0,8	»
100,08	—	—	—	—	—	—	5,0	К. В. Горшкова
99,21	—	—	—	—	—	—	6,7	Г. А. Корзина
100,46	—	—	—	—	—	—	7,2	К. В. Горшкова
100,67	0,042	0,200	0,004	0,24	0,43	1,84	4,5	А. И. Ермишкина
99,85	—	—	—	—	—	—	10,4	Г. А. Корзина
100,61	—	—	—	0,83	1,04	3,30	6,2	А. И. Ермишкина
100,28	—	—	—	—	—	—	3,8	»
99,22	0,047	0,140	0,005	0,30	0,87	3,23	6,0	К. В. Горшкова
100,02	—	—	—	—	—	—	7,5	Г. А. Корзина
99,93	0,053	0,023	0,004	0,31	0,64	2,31	5,5	А. И. Ермишкина
99,90	0,038	0,015	0,004	0,52	0,30	1,00	3,8	Г. А. Корзина
99,83	—	—	—	—	—	—	7,0	А. И. Ермишкина
99,47	—	—	—	0,45	0,82	1,98	8,3	Г. А. Корзина
99,27	—	—	—	—	—	—	6,0	А. И. Ермишкина
99,34	—	—	—	—	—	—	6,8	К. В. Горшкова
100,37	0,037	0,030	0,0005	0,22	1,20	1,60	6,1	»
99,86	—	—	—	—	—	—	8,2	Г. А. Корзина
99,56	—	—	—	—	—	—	6,5	»
99,62	0,045	0,200	0,005	0,20	1,30	2,30	6,4	К. В. Горшкова
100,63	—	—	—	—	—	—	2,1	А. И. Ермишкина
99,24	0,037	0,012	0,0005	0,94	1,00	2,30	9,2	К. В. Горшкова
100,21	—	—	—	—	—	—	5,7	А. И. Ермишкина
100,18	—	—	—	—	—	—	9,8	Г. А. Корзина
99,05	—	—	—	—	—	—	8,2	К. В. Горшкова

задонские и елецкие слои северного склона Воронежского массива переполнены раздробленными остатками организмов. В них встречаются прослои органогенно-обломочных и органогенно-шламовых известняков с весьма обильной и типичной фауной брахиопод, криноидей, гастропод, пелеципод и остракод. Фораминиферы и кораллы *Rugosa* представлены небольшим числом видов. В лебедянских слоях еще встречаются ракушняковые известняки, но выше по разрезу, параллельно с обогащением

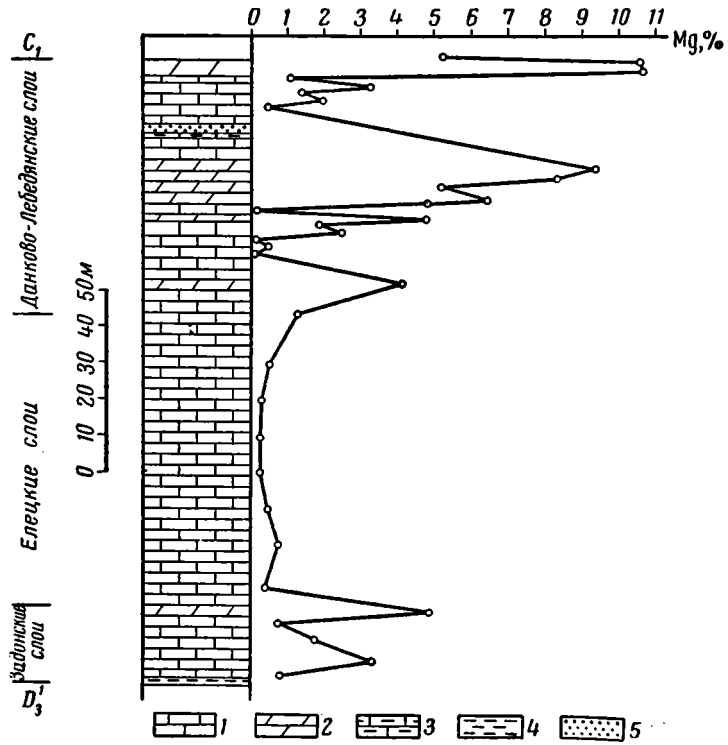


Рис. 17. Распределение магния в карбонатных породах фаменского яруса Тамбова (по данным 34 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глины; *5* — пески.

пород магнием, фауна практически исчезает и лишь очень редко встречаются ее неясные отпечатки (Толстихина, 1952).

Анализы средних проб обнаруживают незначительное снижение содержания магния и у северного края области распространения доломитов (Вожгалы — 8,2%, Котельнич — 6,7% Mg). Та же тенденция, но более резко выраженная, прослеживается от Вожгал к востоку в сторону Уральской геосинклинали. Так, в Краснокамске количество магния уменьшается до 4,2%, а в Кизеле оно уже становится равным 0,8% (см. табл. 7). Падение процентного содержания магния по направлению к Уралу прослеживается и в более южных районах, где от Уфимского амфитеатра далеко на запад вдается полоса несколько обедненных магнием пород, которая протягивается в юго-восточную Татарию через Самарскую Луку, загибаясь затем к северу в сторону Большого Сундыря. Здесь, так же как и по северному склону Воронежского массива, в нижней части фаменского яруса наблюдается переслаивание доломитов и органогенных

известняков с несколько бедной фауной брахиопод и остракод, тогда как верхняя часть яруса не содержит фаунистических остатков и сложена почти исключительно пятнистыми, неяснослоистыми и реже тонкослоистыми доломитами с линзами и включениями ангидрита и гипса.

Подобно франскому веку, аномальное развитие наблюдается в восточной Татарии и смежных с нею районах западной Башкирии. Здесь,

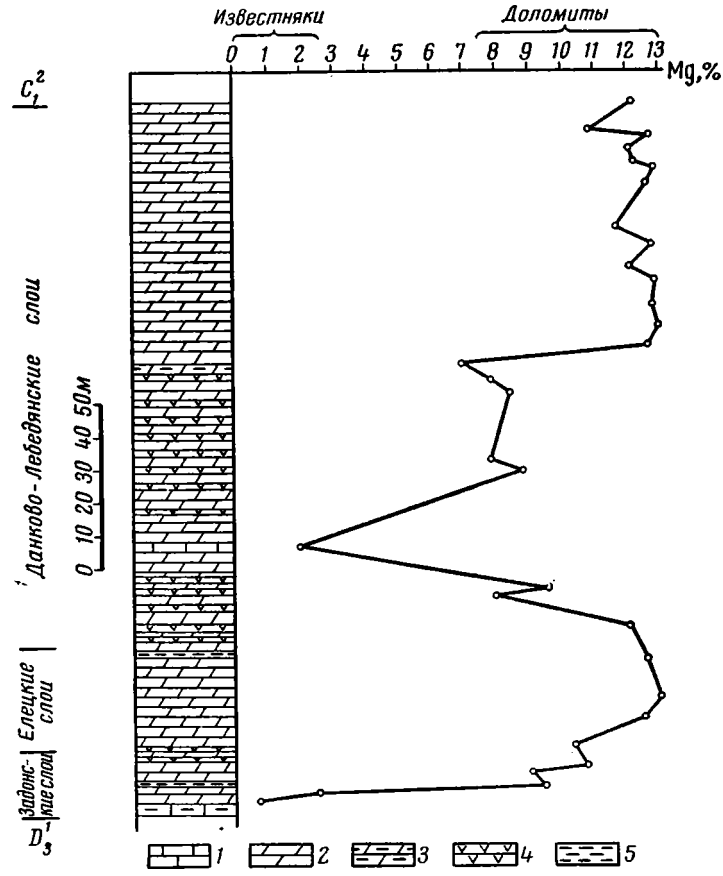


Рис. 18. Распределение магния в карбонатных породах фаменского яруса Лысково (по данным 32 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — гипсы и ангидриты; *5* — глины.

в нижней части фаменского яруса (задонско-елецкие слои) залегает доломитовая толща с подчиненными прослоями известняков, мелкими стяжениями ангидритов и гипсов, включениями зерен целестина и крошечных кубиков флюорита. В известняках и доломитах изредка наблюдаются остатки фауны. Верхи фаменского яруса, соответствующие данково-лебедянским слоям, в отличие от западных районов, сложены преимущественно известняками с богатой фауной спириферид (Миропольский и др., 1954). Наблюдаемые аномальные соотношения не случайны и являются дальнейшим развитием условий седиментации, которые наметились на данной территории еще в конце франского века. Формирование доломитов в аскынских (D_3^1) и задоно-елецких (D_3^2) слоях было обусловлено ростом куполовидных структур, который создавал условия

мелководья и засолонения в межкупольных пространствах. Временное прекращение роста куполов, произошедшее, повидимому, в данково-лебедянское время, уничтожило барьеры на пути циркуляции нормальных морских вод из Уральской геосинклинали на запад. В результате этого изолированные лагуны межкупольных пространств прекратили свое существование и садка доломитов сменилась отложением известняков.

К сожалению, восточная (Приуральская) периферия фаменского бассейна, так же как и его западная окраина, слабо освещена химическими анализами карбонатных пород. Судя по геологическим данным, на запад-

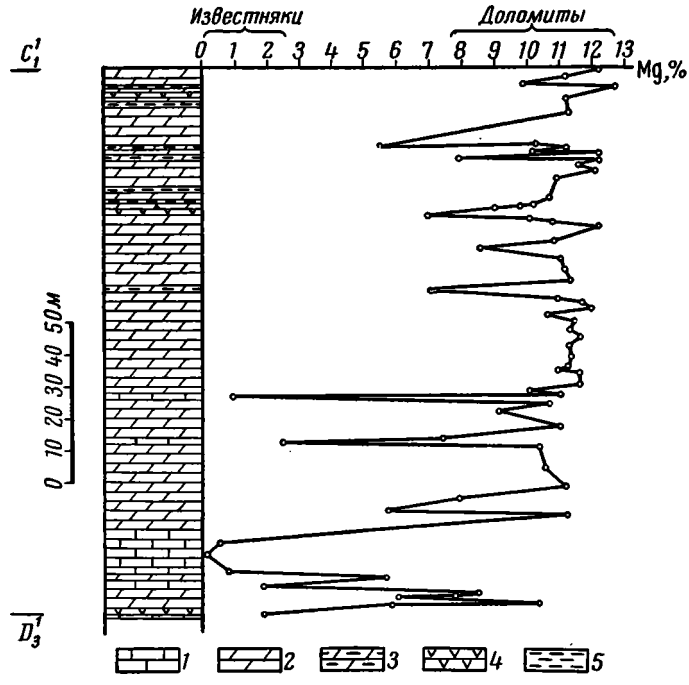


Рис. 19. Распределение магния в карбонатных породах фаменского яруса Мариинского Посада (по данным 68 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — доломитовые мергели; *4* — гипсы и ангидриты; *5* — глины.

ном склоне Среднего и Южного Урала распространены преимущественно известняки и сопутствующие им обломочные породы с многочисленной фауной брахиопод, трилобитов, гониатитов, с остатками водорослей и др. Характерно, что в тех местах, где появляются прослои доломитов (например, аскынский разрез), число и разнообразие органических форм значительно сокращается (Домрачев, 1953).

Внутри центральной области сплошного распространения доломитов намечается несколько участков с особенно высоким содержанием магния, которые оконтуриваются изолинией 10% (рис. 16). Первый из них, расположенный посредине фаменского бассейна, вытянут в меридиональном направлении по линии Лысково — Исса — Юловый Ишим. Фаменский ярус сложен здесь преимущественно доломитами с прослоями доломитовых мергелей и глин, нередко огипсованных. Отложения эти настолько слабо фаунистически охарактеризованы, что в ряде случаев не представлялось возможным уверенное расчленение их на отдельные стратиграфические горизонты (Толстихина, 1952). Характер распределения магния

по разрезу этой зоны иллюстрируется данными послойных анализов Лысково (рис. 18). График выявляет в целом очень высокое содержание

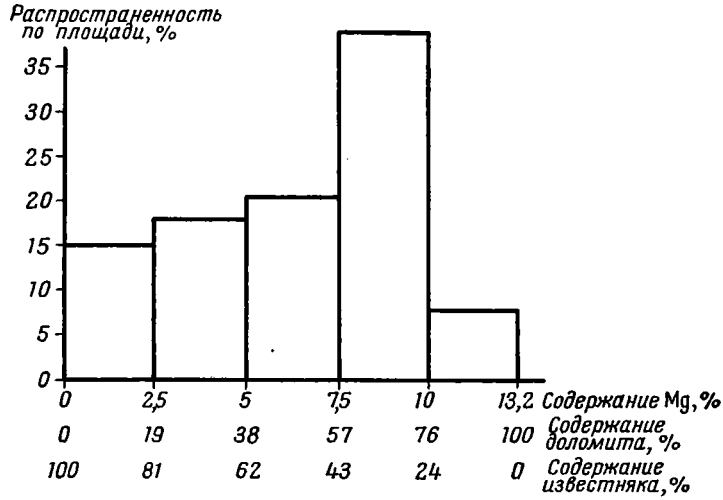


Рис. 20. Распространенность фаменских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади развития карбонатных отложений (1 330 000 км²).

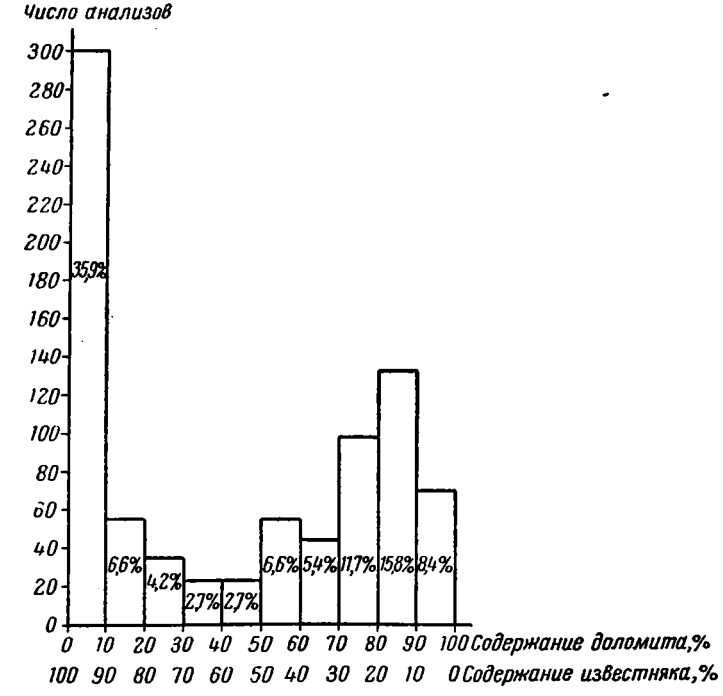


Рис. 21. Распределение анализов карбонатных пород фаменского яруса с разным содержанием доломита (по данным 838 послойных анализов).

магния в породах, на фоне которого намечаются два минимума — один в нижних пачках задонских слоев и второй — неподалеку от подошвы

данково-лебедянских слоев. Сравнительно малое число анализов в этой части разреза затрудняет его расшифровку. Более детальный послойный разрез фаменского яруса в Мариинском Посаде (рис. 19) показывает, что известняки образуют маломощные линзочки в доломитовой, в основном, толще пород.

Согласно нашим измерениям, площадь распространения фаменских доломитов почти в три раза больше площади, занятой известняками (рис. 20; табл. 5). Несколько иное распределение дает график распределения послойных и единичных анализов фаменских карбонатных пород. На нем отчетливо выражены два максимума: один для известняков и второй для доломитов (рис. 21). Не лишено вероятности, что этот график более правильно передает природные соотношения, так как на карте (рис. 16), в результате усреднения состава карбонатных пород, не отобразился преимущественно известняковый характер разрезов задонско-елецких слоев. Влияние состава последних сказалось на карте в завуалированной форме, вызвав общее снижение среднего содержания магния в карбонатных толщах. По этой причине области распространения доломитов на большей части площади оказались оконтуренными не изолинией 10%, а изолинией 7,5% Mg.

IV. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

1. Нижний карбон

В течение нижнекаменноугольной эпохи на Русской платформе трижды существенно изменялись характер и план распределения литолого-фациальных зон. В турнейском веке вновь усилилось поднятие земной поверхности на севере и северо-западе платформы, первые признаки которого наметились еще в конце франского века. В центральных и восточных районах произошло небольшое погружение, благодаря которому в Подмосковной котловине фаменские соленосные отложения сменились нормальными морскими осадками. На рубеже турнейского и визейского веков поднятие распространилось в восточные районы и запечатлелось здесь в широком развитии обломочных пород угленосной свиты. Море отступило к юго-востоку и продолжало существовать в волго-уральских районах платформы, к востоку от линии Баланда — Ртищево — Саранск — Чебоксары — Глазов, где среди терригенных пачек наблюдаются прослои известняков. Обширная территория стала ареной процессов размыва, в результате которых в ряде мест была уничтожена значительная часть турнейских пород (Раузер-Черноусова, 1947). В тульское время поднятие платформы вновь сменилось опусканием ее поверхности, и море постепенно начало распространяться на запад.

Отложения т у р н е й с к о г о в е к а полностью сохранились лишь в наиболее прогнутых участках синеклиз. В направлении к их бортам размывом были срезаны верхние горизонты, и турнейские отложения представлены лишь нижним, лихвинским подъярусом. В ряде мест они полностью эродированы [например, Окско-Цнинский вал, Токмово, Иссинские поднятия (Раузер-Черноусова, 1947)]. Все это не могло не сказаться на числе химических анализов турнейских пород. Собранные нами химические данные и керновый материал, несмотря на все старания, оказались настолько ограниченными (439 анализов), а их географическое размещение столь неравномерным, что мы лишены были возможности построить литолого-геохимическую карту, достоверно отображающую особенности распределения магния по исследуемой площади. Тем не менее, этот материал представляет известную ценность, так как дает качествен-

данково-лебедянских слоев. Сравнительно малое число анализов в этой части разреза затрудняет его расшифровку. Более детальный послойный разрез фаменского яруса в Мариинском Посаде (рис. 19) показывает, что известняки образуют маломощные линзочки в доломитовой, в основном, толще пород.

Согласно нашим измерениям, площадь распространения фаменских доломитов почти в три раза больше площади, занятой известняками (рис. 20; табл. 5). Несколько иное распределение дает график распределения послойных и единичных анализов фаменских карбонатных пород. На нем отчетливо выражены два максимума: один для известняков и второй для доломитов (рис. 21). Не лишено вероятности, что этот график более правильно передает природные соотношения, так как на карте (рис. 16), в результате усреднения состава карбонатных пород, не отобразился преимущественно известняковый характер разрезов задонско-елецких слоев. Влияние состава последних сказалось на карте в завуалированной форме, вызвав общее снижение среднего содержания магния в карбонатных толщах. По этой причине области распространения доломитов на большей части площади оказались оконтуренными не изолинией 10%, а изолинией 7,5% Mg.

IV. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

1. Нижний карбон

В течение нижнекаменноугольной эпохи на Русской платформе трижды существенно изменялись характер и план распределения литолого-фациальных зон. В турнейском веке вновь усилилось поднятие земной поверхности на севере и северо-западе платформы, первые признаки которого наметились еще в конце франского века. В центральных и восточных районах произошло небольшое погружение, благодаря которому в Подмосковной котловине фаменские соленосные отложения сменились нормальными морскими осадками. На рубеже турнейского и визейского веков поднятие распространилось в восточные районы и запечатлелось здесь в широком развитии обломочных пород угленосной свиты. Море отступило к юго-востоку и продолжало существовать в волго-уральских районах платформы, к востоку от линии Баланда — Ртищево — Саранск — Чебоксары — Глазов, где среди терригенных пачек наблюдаются прослои известняков. Обширная территория стала ареной процессов размыва, в результате которых в ряде мест была уничтожена значительная часть турнейских пород (Раузер-Черноусова, 1947). В тульское время поднятие платформы вновь сменилось опусканием ее поверхности, и море постепенно начало распространяться на запад.

Отложения т у р н е й с к о г о в е к а полностью сохранились лишь в наиболее прогнутых участках синеклиз. В направлении к их бортам размывом были срезаны верхние горизонты, и турнейские отложения представлены лишь нижним, лихвинским подъярусом. В ряде мест они полностью эродированы [например, Окско-Цнинский вал, Токмово, Иссинские поднятия (Раузер-Черноусова, 1947)]. Все это не могло не сказаться на числе химических анализов турнейских пород. Собранные нами химические данные и керновый материал, несмотря на все старания, оказались настолько ограниченными (439 анализов), а их географическое размещение столь неравномерным, что мы лишены были возможности построить литолого-геохимическую карту, достоверно отображающую особенности распределения магния по исследуемой площади. Тем не менее, этот материал представляет известную ценность, так как дает качествен-

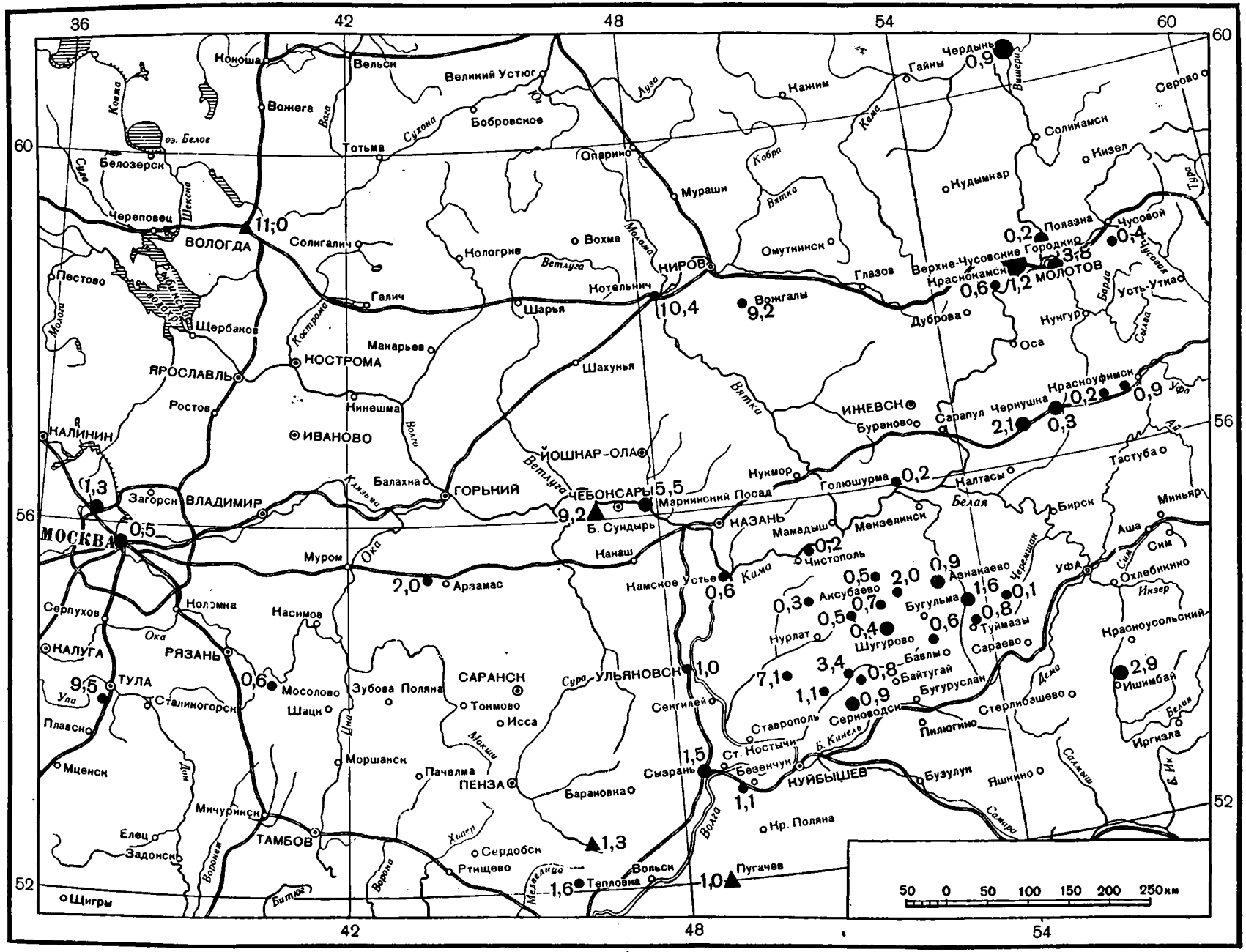


Рис. 22. Схема распределения магния в карбонатных породах турнейского яруса нижнего карбона.

1 — менее 10 послойных анализов; *2* — 10—25 послойных анализов; *3* — 25—50 послойных анализов; *4* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *5* — средние пробы из 10—25 образцов; *6* — средние пробы из 25—50 образцов; *7* — среднее содержание магния в разрезе (в %).

ное представление о размещении известняков и доломитов. Поэтому на схеме вместо изолиний магния мы приводим лишь размещение точек, охарактеризованных анализами (рис. 22). Изучение этих материалов, а также региональных геологических работ (Бакиров, 1948; Колгина, 1952; Петровская, 1951; Пистрак, 1950; Ронов, 1949₁; Семихатова, 1951; Семихатова и Меняйленко, 1951; Швецов, 1937, и др.) показывает, что на большей части изученной площади, а именно в Приуралье, Прикамье, в Татарии, на Среднем и Нижнем Поволжье и в Заволжье, распространены преимущественно лишенные магния, богатые фауной известняки, ассоциирующие на западном склоне Урала со сланцами и часто представленные там кремнистыми разностями. На остальной части указанной территории известняки почти не содержат примесей глинистого материала, появление которого в разрезах устанавливается лишь к западу от линии Казань—

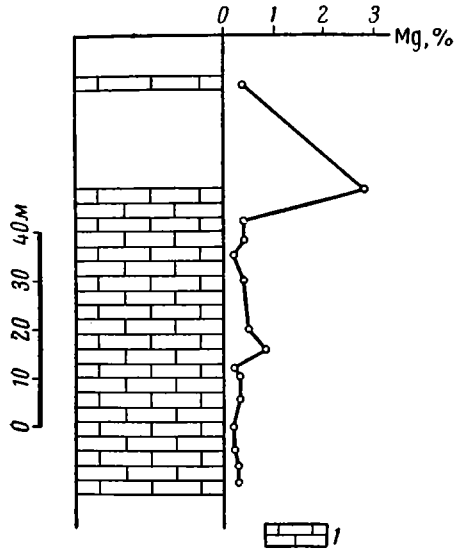


Рис. 23. Распределение магния в карбонатных породах турнейского яруса Краснокамска (по данным 15 послойных анализов).

1 — известняки.

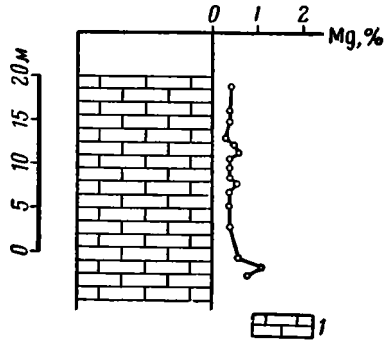


Рис. 24. Распределение магния в карбонатных породах турнейского яруса Москвы (по данным 16 послойных анализов)

1 — известняки.

Сызрань—Пугачев. Количество магния в этих породах колеблется от места к месту в пределах от 0,1 до 2%, причем в большинстве случаев оно не превышает 1%. Две средние пробы, составленные по разрезам Кикино и Пугачева, дают те же цифры, обнаруживая вместе с тем отсутствие в породах сульфатов (табл. 8). Распространение магния по разрезам более или менее однородно и хорошо иллюстрируется послойными анализами Краснокамской скважины (рис. 23).

По южному и юго-западному крылу Московской синеклизы также распространены бедные магнием известняки, но здесь они переслаиваются с глинами. Известняки содержат разнообразную фауну тонкостворчатых брахиопод, мшанок, иглокожих, головоногих, кораллов, остракод, морских ежей, фораминифер, остатки известковых водорослей и т. д. Данные послойных анализов выявляют здесь очень низкое и равномерное распределение магния по разрезу (рис. 24).

Сопоставление геологических, геохимических и палеонтологических данных приводит к выводу, что турнейские осадки формировались здесь в условиях мелководного и теплого моря, когда реки, стекавшие с медленно поднимавшейся Воронежской суши, выносили преимущественно пелитоморфный материал. Пресные воды понижали концентрацию солей

в море, вследствие чего карбонатонакопление осуществлялось преимущественно биогенным путем, не достигая стадии хемогенной садки доломитов.

В северо-западных и северных районах платформы условия сложились по-иному. Здесь намечается зона преимущественного развития доломитов, слабо охарактеризованных фауной. Эта зона засекается в ряде пунктов (Вологда, Котельнич, Вожгалы, Мариинский Посад, Лысково; см. рис. 22 и табл. 8), но точные контуры ее нам установить не удалось. Судя по имеющимся данным, площадь распространения турнейских доломитов значительно уступает фаменским. Формирование их происходило, повидимому, в центральных, удаленных от берега участках турнейского бассейна.

Таблица 8

Анализы установленных средних проб карбонатных толщ турнейского яруса (C_1^1) Русской платформы

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Нерастворимый остаток	Весовые проценты							Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
			R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.	Сумма		
Вологда . .	6	9,81	0,34	28,60	17,84	40,90	0,88	1,16	99,53	11,0	К. В. Горшкова
Кикино . .	12	4,95	0,36	52,01	2,08	39,75	Нет	0,27	99,42	1,3	»
Пугачев .	45	2,88	0,12	53,52	1,59	33,54	0,03	9,02	100,70	1,0	Г. А. Корзина
Сундырь .	34	1,48	0,02	37,10	14,94	41,56	3,41	1,77	100,28	9,2	А. И. Ермишкина

Некоторое приближенное представление о распространенности различных карбонатных пород турне дает рис. 25, из которого следует, что преобладающая часть анализов (78%) соответствует известнякам, тогда как на долю доломитов приходится менее 10% общего их числа.

Мы исключили из рассмотрения нижнюю часть визейского яруса (угленосная и тульская свиты), поскольку на большей части территории она представлена преимущественно обломочными толщами.

Карбонатные породы окской и серпуховской свит визейского яруса изучены на Русской платформе несравненно лучше турнейских. Значительное число послойных анализов этих пород (более 2200) и анализов средних проб (см. табл. 9) позволило построить достаточно хорошо обоснованную фактическим материалом карту распределения магния (рис. 26). Отложения среднего и верхнего визе распространены на большей площади, чем породы турнейского яруса. В восточных и центральных районах платформы они слагаются чисто карбонатными породами. В направлении к северу, западу и юго-западу к ним примешивается терригенный материал в виде прослоев мергелей, глин и песчаников, мощность которых все более и более возрастает по мере приближения к берегам визейского моря. У северо-западной окраины бассейна морские карбонатные осадки выклиниваются и замещаются по простиранию ярко окрашенными континентальными глинами, песками и песчаниками, среди которых лишь изредка встречаются прослои известняков — следы кратковременных набегов моря (Бакиров, 1948; Бархатова, 1940; Пистрак, 1950; Ронов, 1949₁; Швецов, 1937). Полоса пород, обогащенных терригенным материалом, располагается полукругом по

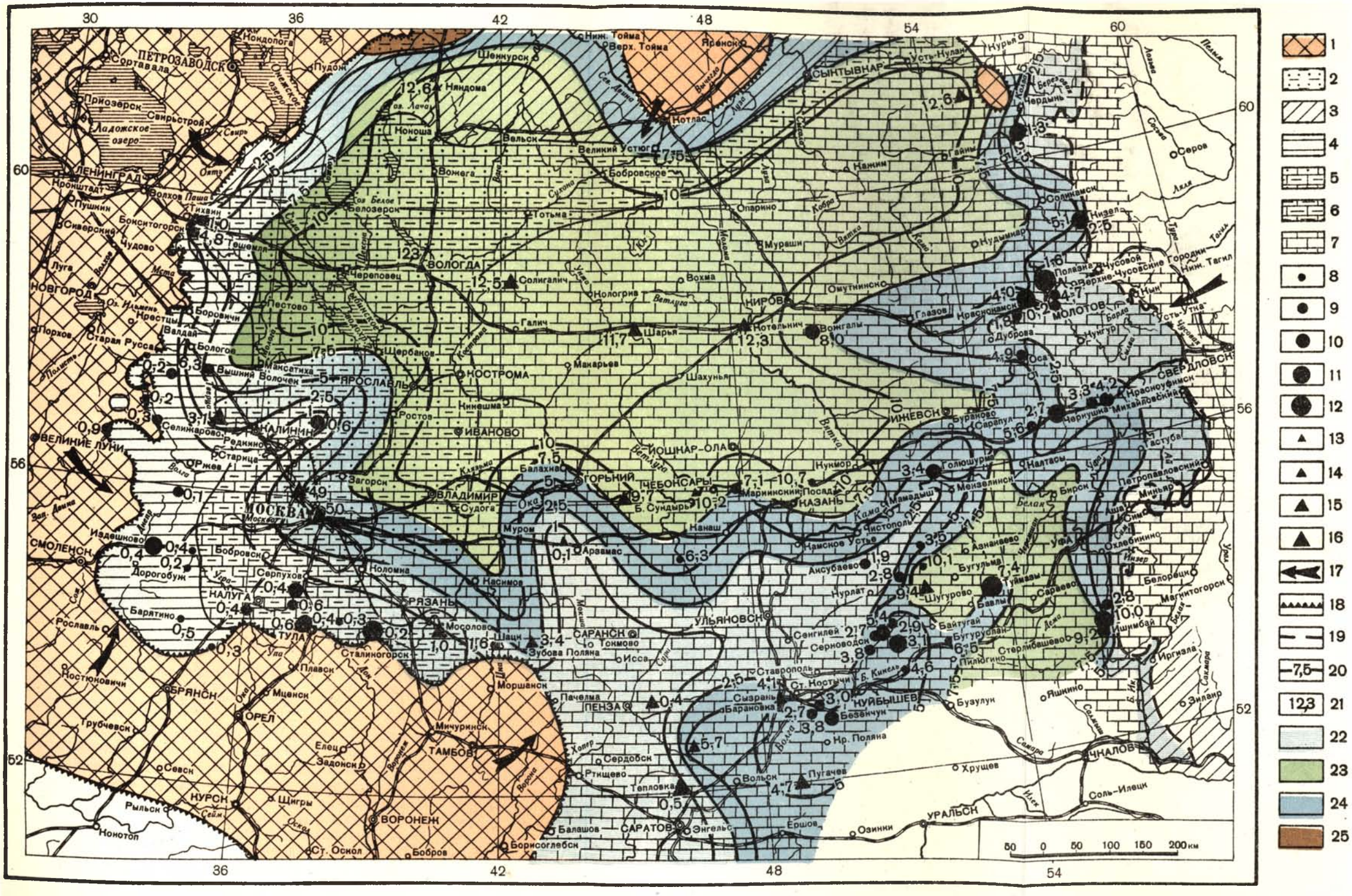


Рис. 26. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах визейского яруса нижнего карбона Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — пески и глины; *3* — глины с мощными пачками карбонатных пород; *4* — карбонатные породы, глины и пески; *5* — карбонатные породы с прослоями глин и песков; *6* — карбонатные породы с прослоями глин; *7* — карбонатные породы; *8* — менее 10 послойных анализов; *9* — 10—25 послойных анализов; *10* — 25—50 послойных анализов; *11* — 50—100 послойных анализов; *12* — более 100 послойных анализов; *13* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *14* — средние пробы из 10—25 образцов; *15* — средние пробы из 25—50 образцов; *16* — средние пробы из 50—100 образцов; *17* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *18* — граница областей размыва; *19* — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; *20* — линии равного содержания магния (в %); *21* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *22* — области преимущественного распространения известняков; *23* — области преимущественного распространения доломитов; *24* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *25* — континентальные осадки.

периферии Московской синеклизы, указывая тем самым, что источники сноса находились в пределах Котласской суши, Балтийского щита и Белорусского массива. Медленное поднятие испытывал и Воронежский массив, с которого в визейское время сносился преимущественно тонкий пелитовый материал. Значительно более интенсивными были восходящие движения северо-западной и западной суши, что и запечатлелось в области седиментации в виде пачек, обогащенных грубым обломочным материалом, дальность разноса которого была во много раз большей, чем с Воронежской суши.

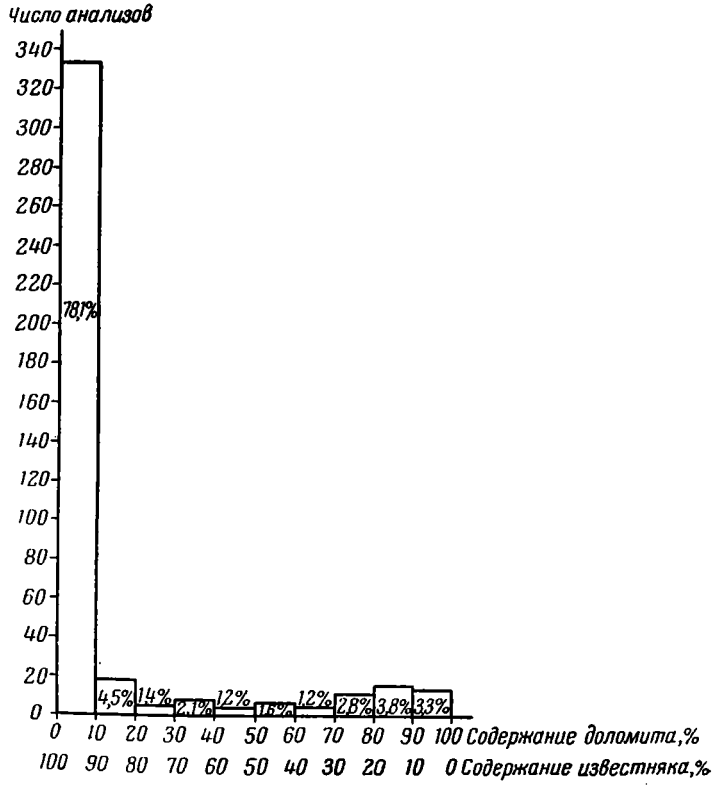


Рис. 25. Распределение анализов карбонатных пород турнейского яруса с разным содержанием доломита (по данным 439 послойных анализов).

Морской бассейн по западной периферии Московской синеклизы отличался крайним мелководьем и непостоянством. М. С. Швецов (1937) описывает для окского времени следы неоднократных его осушений. В периоды кратковременных, но частых трансгрессий на поверхности песчано-глинистых и карбонатных осадков, выстилавших дно бассейна, расселялась обильная фауна толстостенных гигантелл, стриатифер, кораллов, нередко образуя скопления в виде банок. Море изобиловало отмелями и было настолько мелководным, что на дне его произрастали древовидные папоротникообразные, образуя густые морские заросли. Следы их в изобилии сохранились в окских известняках, пронизанных ризоидами стигмарий, либо несущих на себе многочисленные отпечатки корневой системы. В серпуховское время произошло незначительное углубление бассейна и несколько ослабел снос обломочного материала. Карбонатные породы этого возраста представлены почти исключительно

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовые пр						
		Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п
Алатырская . . .	7	0,66	0,04	55,22	0,11	41,23	0,41	1,84
Вологда	9	1,78	0,35	31,47	19,97	45,40	0,24	0,71
Зубова Поляна .	16	5,29	0,06	47,48	5,46	41,59	0,04	0,21
Кельтма	34	2,64	0,20	30,70	20,53	11,25	33,67	0,82
Кикино	20	11,54	Нет	38,89	9,16	38,62	0,29	0,80
Котельнич . . .	43	2,51	0,14	31,44	19,85	42,83	3,09	0,71
Лысково	25	0,90	0,02	37,22	15,66	44,38	1,11	0,97
Москва	73	7,02	0,54	42,56	8,07	41,33	Следы	0,24
Мосолово	33	4,90	0,18	52,52	1,67	40,56	0,04	0,71
Няндома	4	1,82	0,22	30,80	20,31	45,67	0,13	0,76
Поваровка . . .	35	5,63	0,56	43,49	7,93	41,36	0,02	0,63
Пугачев	52	1,95	Нет	46,89	7,59	42,85	0,42	0,99
Солигалич . . .	38	2,26	0,03	31,46	20,19	44,39	1,98	0,31
Сундырь	6	0,58	0,03	36,76	16,43	44,28	0,25	1,78
Сызрань	47	3,34	Следы	47,23	6,62	42,76	0,32	0,45
Тепловка	88	2,28	»	52,50	0,82	42,14	0,55	0,95
Торжок	55	17,84	0,50	40,11	4,96	36,27	0,24	0,95
Шарья	39	10,52	0,08	27,92	18,93	40,88	0,45	1,28
Шугурово	42	13,98	0,04	30,44	15,19	38,72	1,68	0,80
Юловый Ишим . .	33	3,92	Нет	53,36	0,58	41,59	0,02	Нет

известняками, лишенными примеси магния (0,1—0,4%). Изолиния магния 1% отступает от берега на расстояние до 200—300 км. Далее к северо-востоку магнезиальность карбонатных пород быстро увеличивается, и уже в Москве и в Поваровке средние пробы обнаруживают в них до 5% Mg (табл. 9). Характерно, что породы не обогащаются при этом сульфатами (SO_3 присутствует лишь в виде следов). Распределение магния по разрезу иллюстрируется для этой полосы детальнейшими послойными анализами керна Ордынской скважины (рис. 27). Как видно из графика, окские слои представлены преимущественно известняками и доломитовыми известняками, среди которых встречаются лишь единичные прослои доломитов, тогда как серпуховские слои, наоборот, сложены почти исключительно доломитами.

Северо-восточнее Москвы, на огромной площади центральных пространств бассейна, оконтуренной изолиниями 7,5 и 10% Mg, распространены доломиты. Основанием для проведения изолиний явились данные анализов средних проб Вологды, Солигалича, Шарьи, Лыскова, Котельнича, Кельтмы и Няндомы (табл. 9), а также осредненные данные послойных анализов Вожгал, Мариинского Посада и некоторых других пунктов. Доломиты этой зоны содержат включения гипса и ангидрита, которые местами образуют маломощные линзы и прослои (например, в Котельниче и Вологде). Нередко наблюдаются заиленность доломитов и примазки черных глин. Фауна обычно небогатая и представлена главным образом остракодами, реже — фораминиферами, брахиоподами и обломками криноидей. В Вологде встречены прослои органогенных (водорослевых) известняков. Там, где сульфатность пород увеличивается, наблюдается обеднение их остатками фауны. Послойные анализы, выполненные по разрезу Мариинского Посада, выявляют среди преимущественно доломитовой толщи пород прослои чистых известняков (рис. 28).

Таблица 9

толщ визейского яруса (C_1^2) Русской платформы

центы				10^{-3}%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
				—	—	—	0,1	К. В. Горшкова
99,51	—	—	—	—	—	—	12,3	»
99,92	—	—	—	—	—	—	3,4	Г. А. Корзина
100,13	—	—	—	0.31	0,80	2,50	12,6	К. В. Горшкова
99,81	0,040	0,008	0,0001	—	—	—	5,7	»
99,30	—	—	—	—	—	—	12,3	Г. А. Корзина
100,57	—	—	—	—	—	—	9,7	А. И. Ермишкина
100,26	—	—	—	0,21	0,48	1,20	5,0	К. В. Горшкова
99,76	0,038	0,081	0.0001	—	—	—	1,0	А. И. Ермишкина
100,58	—	—	—	0,78	1,10	1,60	12,6	К. В. Горшкова
99,77	0,045	0,023	0,0005	—	—	—	4,9	А. И. Ермишкина
99,62	—	—	—	—	—	—	4,7	Г. А. Корзина
100,69	—	—	—	—	—	—	12,5	А. И. Ермишкина
100,62	—	—	—	—	—	—	10,2	»
100,11	—	—	—	0,16	0,44	2,30	4,1	К. В. Горшкова
100,72	0,042	0,026	0,0002	0,50	0,50	0,93	0,5	»
99,24	0,032	0,029	0,0004	—	—	—	3,1	»
100,87	0,035	0,010	0,0003	—	—	—	11,7	А. И. Ермишкина
100,06	—	—	—	0,26	0,43	1,61	9,4	К. В. Горшкова
100,85	0,053	0,006	0,0001	—	—	—	0,4	Г. А. Корзина
99,47	—	—	—					

Постепенное увеличение доломитности разрезов наблюдается не только к востоку от Белорусской зоны размыва, но и к северу и северо-востоку от Воронежской области сноса. В полосе, тяготеющей к древнему берегу, распространены лишенные магния известняки (0,2—0,6%). Анализ средней пробы, составленной по керну Мосоловской скважины, обнаруживает наряду с низким содержанием магния отсутствие сульфатной серы (0,04%; табл. 9). Породы представлены здесь по преимуществу органогенными известняками с очень богатой и разнообразной фауной брахиопод, криноидей, кораллов, мшанок, гастропод, фораминифер и остатками трубчатых водорослей (Бирина, 1953). Севернее Воронежского массива магнезиальность разрезов постепенно увеличивается, и мы снова попадаем в рассмотренную выше область распространения доломитов. Органогенные известняки с многочисленными остатками фауны примыкают к Воронежскому массиву не только с севера, но и с северо-востока и востока. Так, например, в Юловом Ишиме и Тепловке анализы средних проб показывают, что содержание магния в карбонатных толщах визе не превышает 0,4—0,5% (табл. 9). Таким образом, зона магнезиально-чистых, преимущественно органогенных известняков как бы опоясывает древние области размыва (Белорусский и Воронежский массивы). Области доломитообразования располагались в визейском море вдали от берегов, будучи оттеснены от них речным стоком, который, понижая концентрацию солей в прибрежных участках бассейна, делал практически невозможной садку доломитов. В пользу этой точки зрения можно привести много доводов; это, прежде всего, переслаивание карбонатных пород с обломочными в прибрежной полосе, богатство органической жизни, которая достигала здесь значения основного фактора карбонатонакопления. Только организмы в процессе своей жизнедеятельности способны были концентрировать кальций из недосыщенного морского раствора прибрежной

зоны. Следы жизни становятся все более и более бедными по мере удаления от берегов и приближения к области современного распространения доломитов. В этом факте, если сочетать его с несомненно установленным увеличением в том же направлении магнезиальности разрезов, мы видим следы былого зонального распределения концентрации вод визейского моря. В центральных пространствах бассейна, где почти

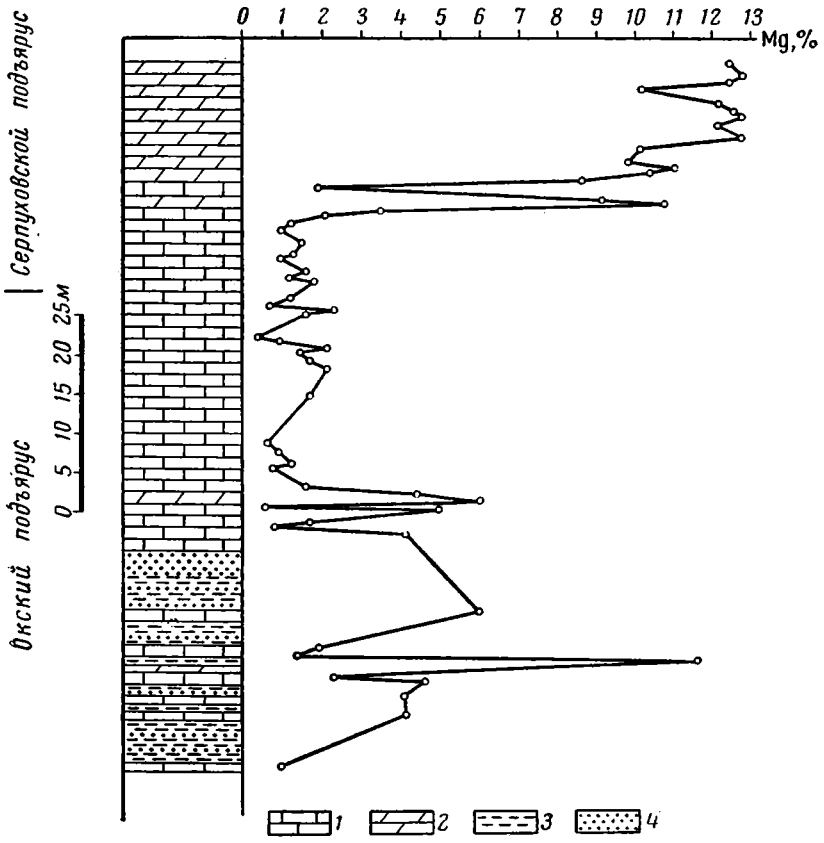


Рис. 27. Распределение магния в карбонатных породах окской и серпуховской свит визейского яруса в Москве (по данным 59 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глины; *4* — пески и алевролиты.

не сказывалось распресняющее влияние речного стока, карбонатонакопление осуществлялось уже химическим путем. Мелководность средне- и верхневизейского бассейна, насквозь прогревавшегося солнцем, сухой и жаркий климат, благоприятствовавший быстрому испарению воды, имели своим следствием дальнейшее повышение концентрации морской воды до значений, необходимых для выпадения в осадок доломита, но недостаточных для массовой садки сульфатов кальция, как это имело место, например, в живетском и фаменском бассейнах.

Рассмотренные соотношения повторяются к востоку от области распространения доломитовых пород. И здесь наблюдается постепенное «очищение» карбонатных толщ от магния. В приуральских районах платформы (Полазна, Северокамск, Чердынь) распространены уже преимущественно чистые известняки, среди которых залегают лишь подчиненные пачки доломитов (рис. 29). Известняки содержат многочисленную

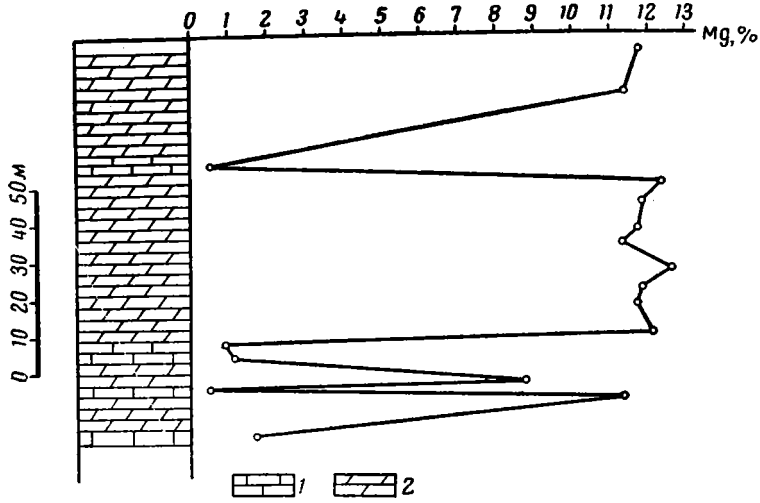


Рис. 28. Распределение магния в карбонатных породах визейского яруса Мариинского Посада (по данным 17 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

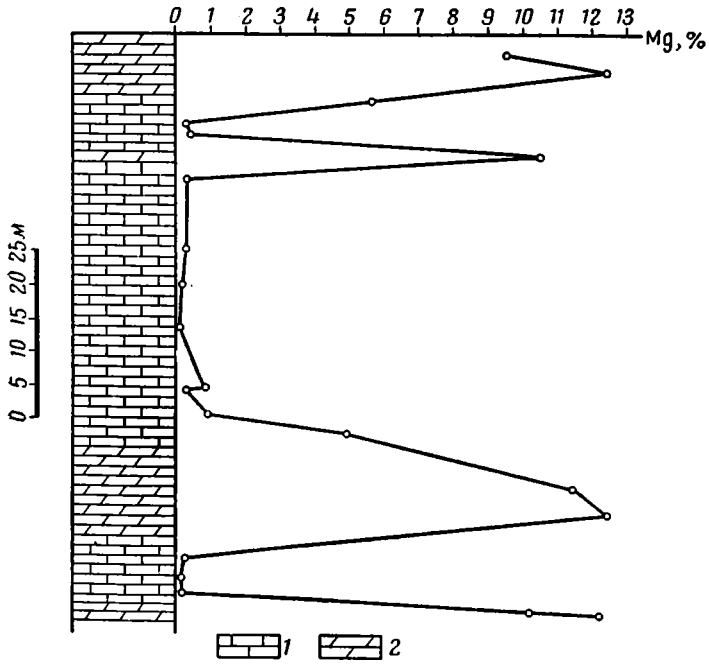


Рис. 29. Распределение магния в карбонатных породах визейского яруса Северокамска (по данным 21 послойного анализа).

1 — известняки; *2* — доломиты.

и разнообразную фауну брахиопод, кораллов, фораминифер и др. Причины наблюдаемых перемен, вероятно, те же, что и на западе, хотя наличие терригенного сноса с Зауральской суши установлено лишь на Южном Урале. Существенную роль играет также и влияние геосинкли-

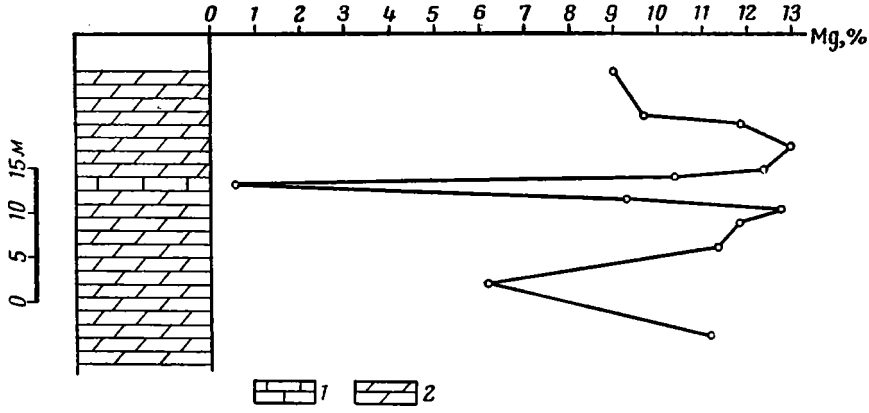


Рис. 30. Распределение магния в карбонатных породах серпуховской свиты Шугурово (по данным 13 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

нального бассейна Урала, имевшего свободную связь с нормальными океаническими водами.

Локальная зона распространения доломитов намечается в юго-восточной Татарии и Башкирии. Доломиты этой зоны часто содержат крупные

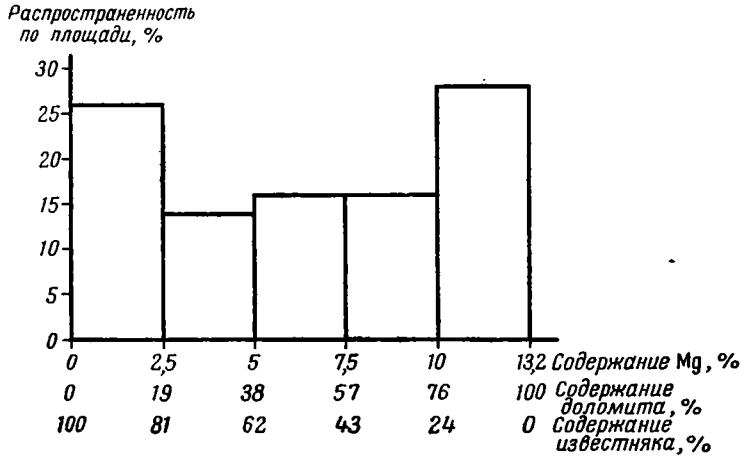


Рис. 31. Распространенность визейских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 540 000 км²).

включения и линзы гипса и ангидрита. Фаунистические остатки немногочисленны, но представлены различными классами (фораминиферы, кораллы, брахиоподы, криноидеи) (Мельников, 1948). Послойные анализы выявляют в этой зоне высокое, но весьма неравномерное распределение магния по разрезу (рис. 30).

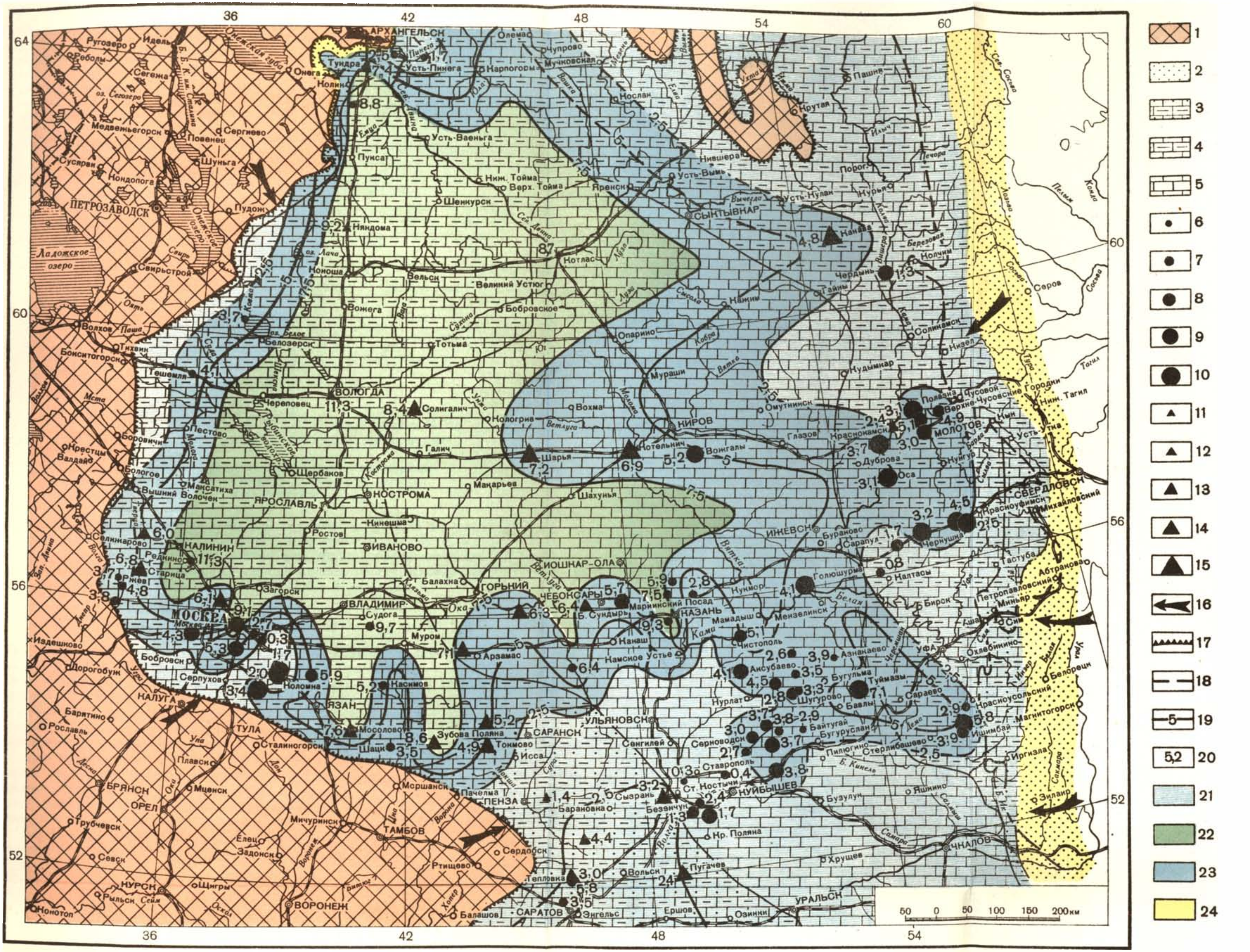


Рис. 33. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах среднего карбона Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — пески и глины (на Урале с конгломератами); *3* — карбонатные породы с прослоями глин и песков; *4* — карбонатные породы с прослоями глин; *5* — карбонатные породы; *6* — менее 10 послойных анализов; *7* — 10—25 послойных анализов; *8* — 25—50 послойных анализов; *9* — 50—100 послойных анализов; *10* — более 100 послойных анализов; *11* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *12* — средние пробы из 10—25 образцов; *13* — средние пробы из 25—50 образцов; *14* — средние пробы из 50—100 образцов; *15* — средние пробы более чем из 100 образцов; *16* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *17* — граница областей размыва; *18* — граница Русской платформы и Уральской геосинклинали; *19* — линии равного содержания магния (в %); *20* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *21* — области преимущественного распространения известняков; *22* — области преимущественного распространения доломитов; *23* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *24* — прибрежно-морские терригенные осадки.

Визейские доломиты распространены на несколько большей площади, чем известняки (табл. 5, рис. 31). График распределения анализов неправильно передает природные соотношения, показывая резкое преобладание известняков над доломитами (рис. 32). Объясняется это весьма

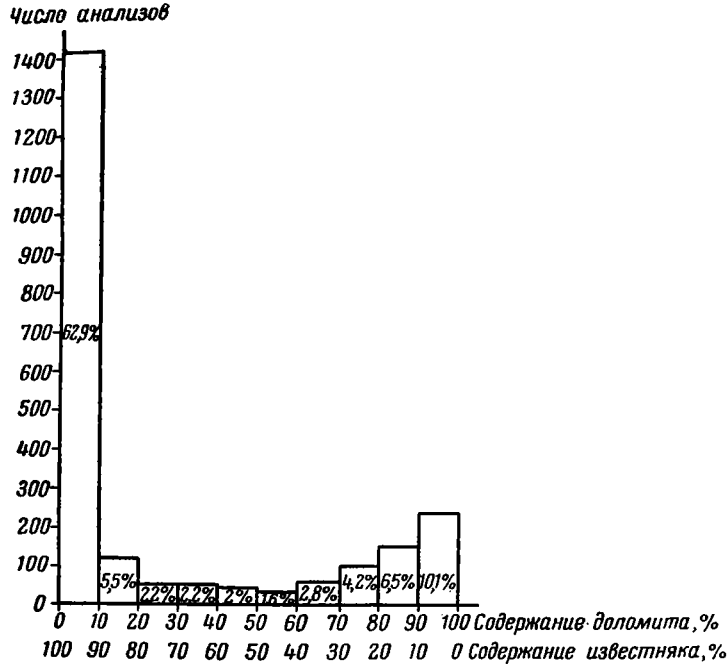


Рис. 32. Распределение анализов карбонатных пород визейского яруса с разным содержанием доломита (по данным 2255 послойных анализов).

просто: доломиты залегают на большой глубине, а область их распространения разбурена недавно, вследствие чего число анализов доломитов невелико; в то же время зона развития известняков обнажается на поверхности и слагающие ее породы, широко используемые как стройматериалы, давно являются объектом лабораторных исследований.

2. Средний карбон (рис. 33)

На рубеже нижнего и среднего карбона на Русской платформе происходили интенсивные поднятия поверхности. Море покинуло большую часть ее территории, ставшей в верхнем намюре и в самом начале среднекаменноугольной эпохи ареной денудации (Пистрак, 1950; Ронов, 1949₁). В верейское время началась трансгрессия моря. На западе платформы верейские слои представлены преимущественно обломочными породами с прослоями и пачками известняков с морской фауной. По направлению к востоку разрезы более и более обогащаются карбонатными породами, которые становятся преобладающими к востоку от линии Куйбышев—Туймазы—Верещагино. Мы исключили верейский горизонт из рассмотрения, поскольку на западе и в центральных областях он сложен преимущественно терригенными образованиями. Карта среднего карбона (рис. 33) суммирует данные по каширскому, подольскому и мячковскому горизонтам, в которых преобладают карбонатные породы.

Рассмотрение материала удобнее всего начать с западных районов Московской синеклизы, представлявших в среднем карбоне окраинную прибрежную часть обширного морского бассейна. Здесь особенно сильно сказывалось влияние соседнего материка. Согласно детальным исследованиям И. В. Хворовой (1953), по южному крылу Московской синеклизы, в зоне, непосредственно примыкавшей к берегу, формировались грубые косослоистые известняковые пески и галечники, эоловые известняки. В мелководном море, изобиловавшем островами и отмелями, популяция была не очень разнообразной и плотной. Здесь обитала лишь специфическая фауна, приспособленная к сильным волнениям. Это преимущественно одиночные и колониальные кораллы, фузулиниды и сверлящие моллюски. На некотором расстоянии от берега распространены различного рода известняки, часто — органогенно-обломочные, шламмовые, брекчиевидные, мелкокомковатые с разнообразной и обильной фауной брахиопод, мшанок, криноидей, морских ежей, двустворок, трилобитов, с остатками водорослевых биогермов и следами роющих животных. Комплекс этих форм указывает на исключительную мелководность бассейна. Известняки содержат прослои мергелей и глин (иногда красноцветных), алевролитов, мелко- и среднезернистых песков и доломитов. По направлению к северу в сторону Москвы в разрезах постепенно уменьшается мощность прослоев обломочных пород, грубые мелководные известняки становятся подчиненными, тогда как доломиты приобретают все большее и большее значение. Фауна становится в общем менее разнообразной и богатой. Соответственно изменяется также и химический состав карбонатных пород, которые по мере движения на север обогащаются магнием. Среднее содержание этого элемента в карбонатных толщах прибрежных районов не превышает 2—3%, тогда как в Москве оно достигает уже 9,1%. Распределение магния по разрезу Ордынской скважины обнаруживает ритмическое чередование доломитовых и известняковых пачек. Снизу вверх по разрезу мощность доломитовых пачек уменьшается за счет увеличения числа прослоев известняков. Доломиты в общем тяготеют к нижней половине каширских и подольских слоев, тогда как по направлению к кровле последних увеличивается мощность и число прослоев известняков (рис. 34).

На западном крыле Московской синеклизы прослеживаются изменения в составе пород, аналогичные тем, которые наблюдались по южному ее крылу. В прибрежной зоне развиты мелководные грубые органогенно-обломочные, шламмовые, мелкокомковатые и брекчиевидные известняки с тонкими прослоями песков, красноцветных глин и мергелей. В отличие от южных районов, здесь шире представлены пачки доломитов. По направлению к востоку, т. е. вглубь бассейна, прослои терригенных пород постепенно выклиниваются, увеличивается мощность доломитовых пачек, что сопровождается уменьшением количества органогенного материала. Среднее содержание магния в карбонатных породах быстро возрастает. Так, например, в Ржеве оно составляет 3,7%, в Старице — 6,8%, а в Редкино — уже 11,3%. В более северных районах отмечается та же тенденция (Тешемля — 4,1% Mg, Вологда — 11,3%; см. табл. 10). С доломитами каширского горизонта ассоциирует флюорит, рассеянный в виде мелких, но правильно образованных кубиков в верхних частях доломитовых слоев (Пустовалов, 1937).

Рассмотренный материал по южному и западному крыльям Московской синеклизы снова приводит нас к выводу, что наблюдаемая зональность в распределении карбонатных пород разного состава первична по своему происхождению. Она обусловлена режимом берегов среднекаменноугольного моря. Медленное их поднятие сопровождалось эрозией водосборной площади. Речной сток не только явился агентом

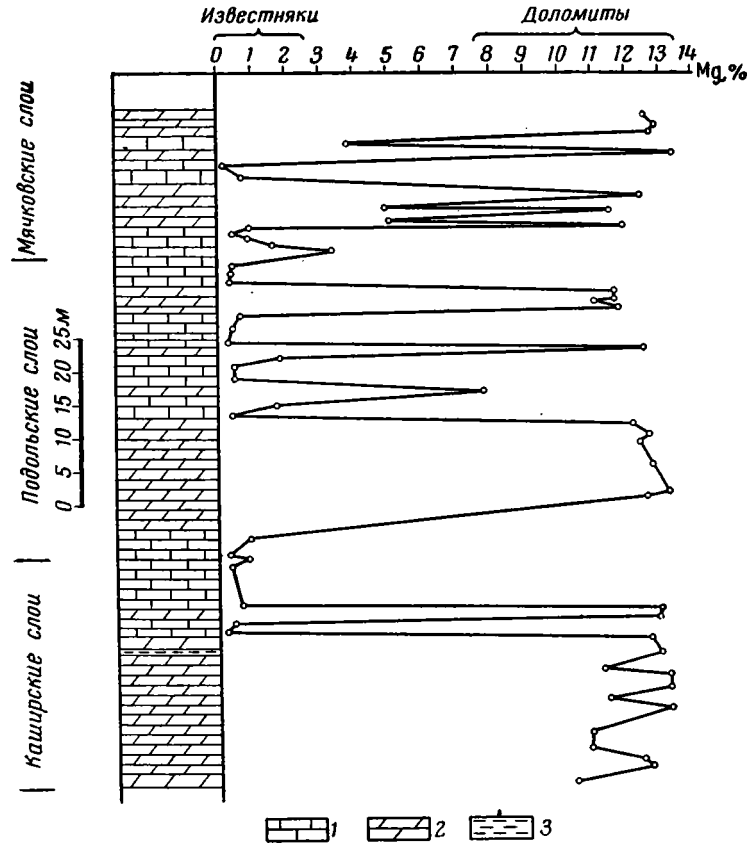


Рис. 34. Распределение магния в карбонатных породах среднего карбона Москвы (по данным 61 послойного анализа).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глины.

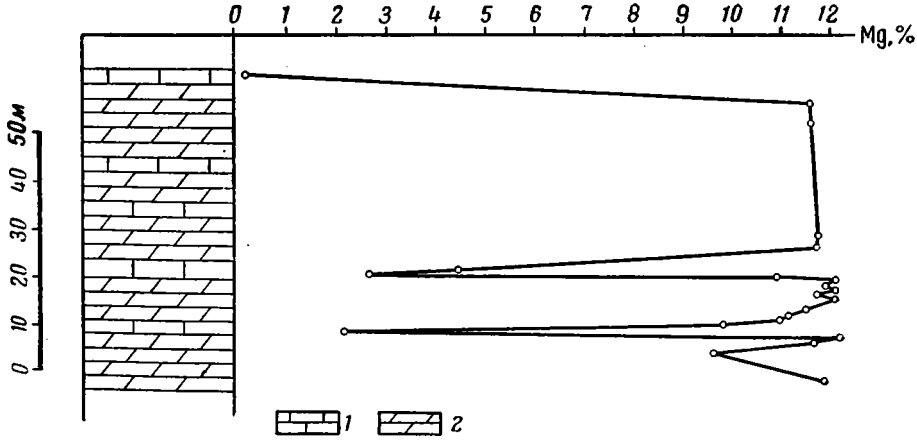


Рис. 35. Распределение магния в карбонатных породах каширского и подольского горизонтов среднего карбона в Мосолово (по данным 22 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовые						
		Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.
Алатырская	61	5,03	0,32	40,37	11,53	39,41	1,64	2,32
Вологда	3	0,82	Нет	34,13	18,38	45,73	0,20	0,33
Зубова Поляна	36	10,39	0,30	33,94	13,95	41,11	0,02	0,22
Кельтма	129	7,75	0,24	42,08	7,83	38,40	2,00	1,39
Кикино	21	12,05	0,17	40,31	7,18	38,82	0,02	0,50
Котельнич	112	2,71	0,08	40,02	11,19	34,04	7,67	4,42
Краснокамск	17	13,39	0,64	43,68	3,87	37,13	0,14	1,06
Лысково	73	7,14	0,02	39,84	10,24	40,07	0,86	1,90
Мосолово	47	10,06	0,34	36,25	12,24	41,06	0,05	0,06
Няндома	4	1,64	Следы	37,65	14,93	43,90	1,34	0,98
Поваровка	37	18,20	0,68	33,87	9,82	35,79	0,02	1,41
Пугачев	56	2,52	0,92	50,75	3,96	41,78	0,06	Нет
Синдорово	94	12,92	0,40	37,28	8,44	38,03	0,22	1,71
Солигалич	93	3,40	0,02	37,29	13,60	40,04	5,64	0,18
Старица	74	6,84	0,42	39,53	11,00	41,44	Нет	1,07
Сундырь	24	6,78	0,04	40,24	10,33	39,67	2,00	1,51
Сызрань	40	3,18	Следы	47,92	5,25	41,65	1,55	0,55
Тепловка	63	10,43	0,50	44,03	4,72	37,19	Нет	2,91
Токмово	71	10,98	0,40	40,18	7,93	38,53	0,13	1,46
Торжок	12	4,70	0,22	41,72	9,77	42,38	0,22	1,22
Тундра	14	11,58	0,34	34,45	11,98	40,10	0,26	0,80
Шарья	103	4,99	0,08	38,24	11,69	39,10	3,06	1,99
Юловый Ишим	8	3,99	0,39	51,35	2,32	40,43	0,06	0,32

переноса обломочного материала, но своим распресняющим воздействием обусловил также зональность в концентрации вод бассейна и оттеснил область доломитообразования на некоторое, сравнительно небольшое расстояние вглубь моря. Там, где сток пресных вод был невелик (о чем можно судить по почти полному исчезновению терригенных прослоев), зона доломитообразования подходила почти вплотную к берегу (например, в Зубовой Поляне — 8,6% Mg, Мосолово — 7,6%; см. табл. 10). Послойные анализы выявляют для этих мест преобладание доломитов, среди которых встречаются маломощные прослои известняков (рис. 35).

Изолиния магния 7,5% оконтуривает обширную область преимущественного распространения доломитов, которая образует как бы сплошной массив, тяготеющий к центральным пространствам среднекаменноугольного моря. Он удален на очень большое расстояние от Урала и несколько сдвинут в направлении к западному и южному побережьям (рис. 33). Данные анализов средних проб и послойных химических анализов засекают эту область во многих местах (Тундра, Няндома, Вологда, Солигалич, Котлас, Шарья, Редкино, Москва, Непейцино, Мосолово, Зубова Поляна и др.). В строении разрезов этой зоны, наряду с преобладающими доломитами, участвуют более или менее мощные линзы и прослои известняков (рис. 36). В ряде пунктов в доломитах наблюдаются включения, реже — тонкие прослойки гипса и ангидрита (Максатиха, Солигалич, Котельнич), еще реже встречаются зерна целестина, барита и флюорита. Совокупность этих признаков позволяет провести аналогию с визейским бассейном, где накопление доломитовых илов также почти не сопровождалось садкой сульфатов. Фауна в зоне распространения доломитов встречается реже, чем в прибрежной полосе. По ви-

Таблица 10

толщ среднего карбона (C_2) Русской платформы

проценты				10^{-3}%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
							7,1	А. И. Ермишкина
100,62	—	—	—	—	—	—	11,3	К. В. Горшкова
99,59	—	—	—	—	—	—	8,6	А. И. Ермишкина
99,93	—	—	—	—	—	—	4,8	К. В. Горшкова
99,69	0,037	0,024	0,003	—	—	—	4,4	»
99,05	—	—	—	—	—	—	6,9	Г. А. Корзина
100,13	—	—	—	—	—	—	2,4	К. В. Горшкова
99,91	0,067	0,011	0,002	0,16	1,10	2,60	6,3	А. И. Ермишкина
100,07	—	—	—	—	—	—	7,6	»
100,06	—	—	—	—	—	—	9,2	К. В. Горшкова
99,44	0,035	0,007	0,0001	0,10	0,70	2,10	6,1	А. И. Ермишкина
99,79	—	—	—	—	—	—	2,4	Г. А. Корзина
99,99	—	—	—	—	—	—	5,2	К. В. Горшкова
99,00	0,038	0,008	0,002	0,26	1,10	6,60	8,4	А. И. Ермишкина
100,17	—	—	—	—	—	—	6,8	»
100,30	0,038	0,017	0,002	0,36	0,80	1,40	6,4	»
100,57	—	—	—	—	—	—	3,2	К. В. Горшкова
100,10	0,042	0,039	0,001	0,27	0,44	2,30	3,0	А. И. Ермишкина
99,78	0,033	0,012	0,002	0,44	0,55	5,00	4,9	»
99,61	—	—	—	—	—	—	6,0	К. В. Горшкова
100,23	0,037	0,013	0,0005	0,28	0,51	1,30	7,4	»
99,51	0,035	0,006	0,003	0,26	0,62	1,80	7,2	А. И. Ермишкина
99,15	—	—	—	—	—	—	1,4	Г. А. Корзина
98,86	—	—	—	—	—	—		

довому составу она беднее и представлена остатками брахиопод, фораминифер и криноидей.

Постепенное снижение процентного содержания магния прослеживается по ряду профилей от центрального доломитового массива к Уралу (рис. 33). Самый северный профиль проходит по линии Котлас (8,7% Mg) — Кельтма (4,8%) — Чердынь (1,3%). Южнее эта тенденция прослежена более детально от Солигалича (8,4% Mg) через Шарью (7,2%), Котельнич (6,9%), Вожгалы (5,2%) и Нытву (3,7%) к Краснокамску (2,4%). Послойные анализы керна Шарьи (рис. 36), Вожгал (рис. 37) и Нытвы (рис. 38) позволяют убедиться в том, как по мере движения на восток увеличивается число бедных магнием прослоев известняков. Та же закономерность выявляется и на юге по линии Непейцино (9,7% Mg) — Алатырская (6,3%; рис. 39) — Большой Сундырь (6,4%) — Мариинский Посад (5,7%; рис. 40) — Голюшурма (4,1%) — Колтасы (0,8%). К востоку не только изменяется состав пород, но и увеличивается богатство ископаемой фауны, которая в доломитовом массиве представлена немногими формами, а на западном склоне Урала — разнообразнейшим комплексом брахиопод, колониальных кораллов, гониатитов, криноидей, фораминифер, пелеципод и гастропод (Архангельский, 1948; Келлер, 1949; Степанов, 1951; Страхов, 1948). На восточном склоне Урала карбонатные породы замещаются по простиранию толщей глин, песчаников и конгломератов, также обычно с морской, но более бедной фауной.

Сопоставление изложенных фактов вскрывает для восточной периферии среднекаменноугольного моря те же соотношения, которые были подмечены ранее для западных его окраин. Они выражены здесь лишь более четко и резко. Интенсивные поднятия Зауральской суши обусло-

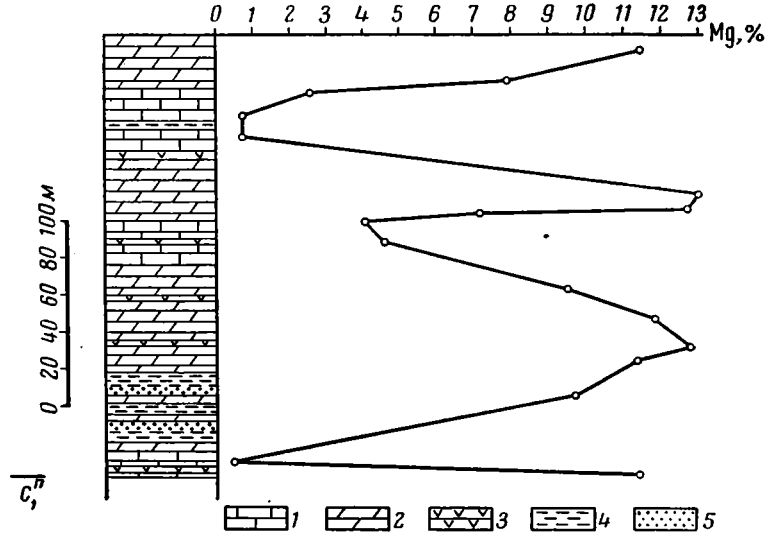


Рис. 36. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Шарьи (по данным 17 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — ангидриты; *4* — глины; *5* — песчаники.

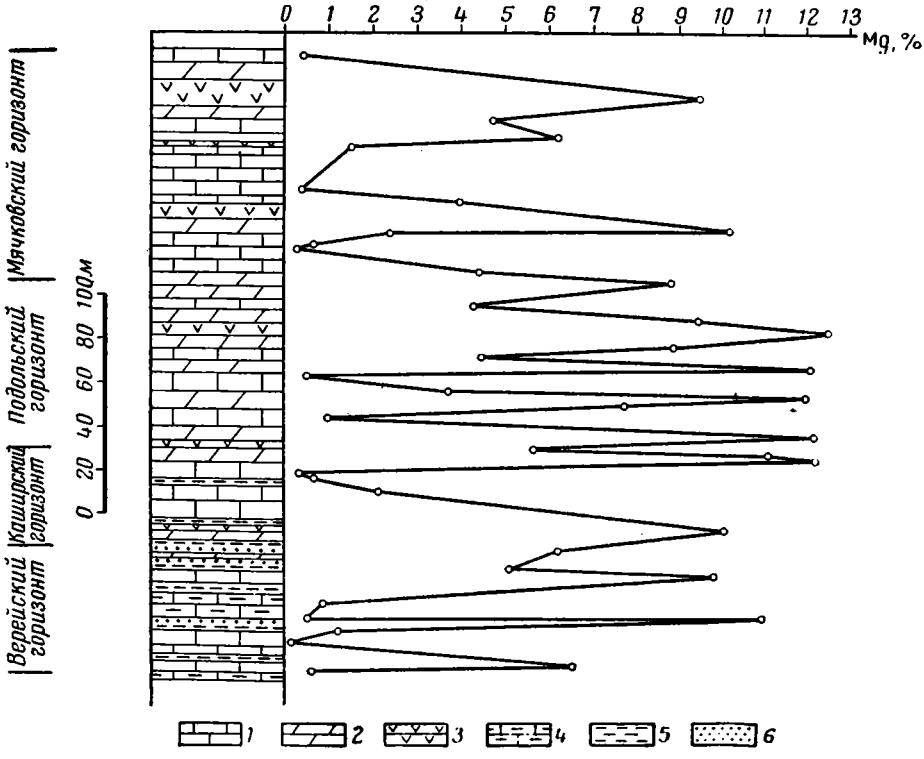


Рис. 37. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Вожгальской скважины (по данным 42 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — ангидриты; *4* — мергели; *5* — глины; *6* — пески и алевролиты.

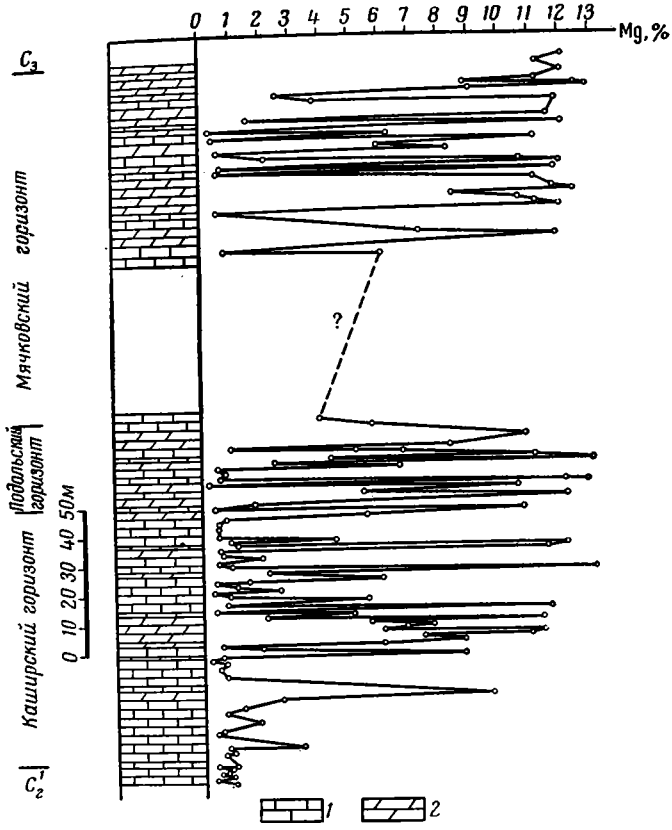


Рис. 38. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Нытвы (по данным 130 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

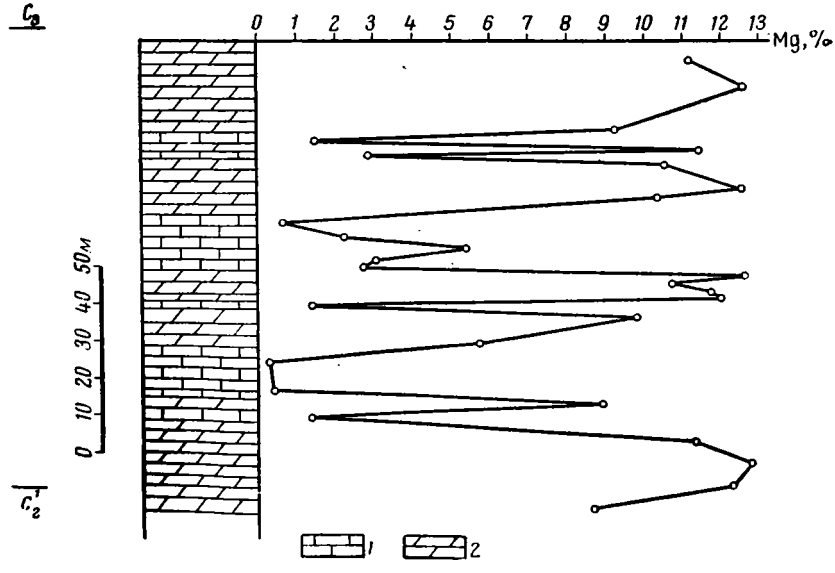


Рис. 39. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Алатырской скважины (по данным 29 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

вили эрозию и снос больших масс обломочного материала в прибрежную зону восточного склона современного Урала. Вместе с тем, речная сеть, транспортировавшая этот терригенный материал, оказала мощное распресняющее воздействие на воды уральского и платформенного бассейнов — влияние речного стока ощущается на расстоянии до 500 км от восточного склона Урала. Нам думается, что именно в этом явлении следует искать объяснение тому парадоксальному, по выражению Н. М. Страхова (1948), факту, что повышенная соленость среднекаменноугольного

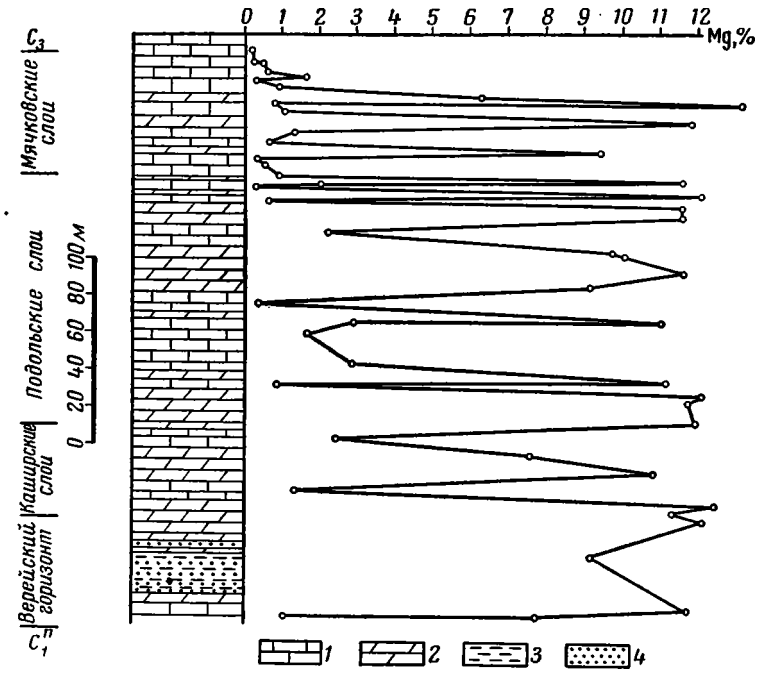


Рис. 40. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Мариинского Посада (по данным 52 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глины; *4* — пески.

водоема «реализовалась не по периферии моря, не в его прибрежных лагунах, как обычно, а в центре водоема, тогда как по окраинам моря, особенно в Подмосковье, налицо все признаки нормального морского режима».

Интересные данные о влиянии различных факторов внешней среды на развитие фузулинид среднего карбона Прикамья приведены в работе Д. М. Раузер-Черноусовой и Е. Л. Кулик (1949). Авторы на многочисленных примерах показывают, что появление пачек доломитов в верхних частях каширского, подольского и мячковского горизонтов сопровождается резким обеднением фузулинидовых фаун по числу родов и видов и прекращением, либо слабым развитием видообразования. Аналогичное явление было подмечено Л. В. Пустоваловым (1937) в каширских слоях Подмосковного бассейна. Циклическое чередование прослоев известковых мергелей и доломитов сопровождается здесь то появлением, то исчезновением фауны, что автор правильно связывал с периодически повторявшимся процессом опреснения и осолонения водоема.

Не менее мощно, чем в Приуралье, распресняющее воздействие речного стока сказалось у северо-восточной оконечности Воронежского массива. Эту тенденцию хорошо отображают не только карта (рис. 33), но и графики послойного распределения магния (рис. 41, 42, 43). Область распространения почти лишенных магния известняков с прослоями песчаников и глин прослеживается на многие сотни километров к северо-востоку от Юлового Ишима (1,4% Mg) и Иссы (1,8%; рис. 41), через Сызрань

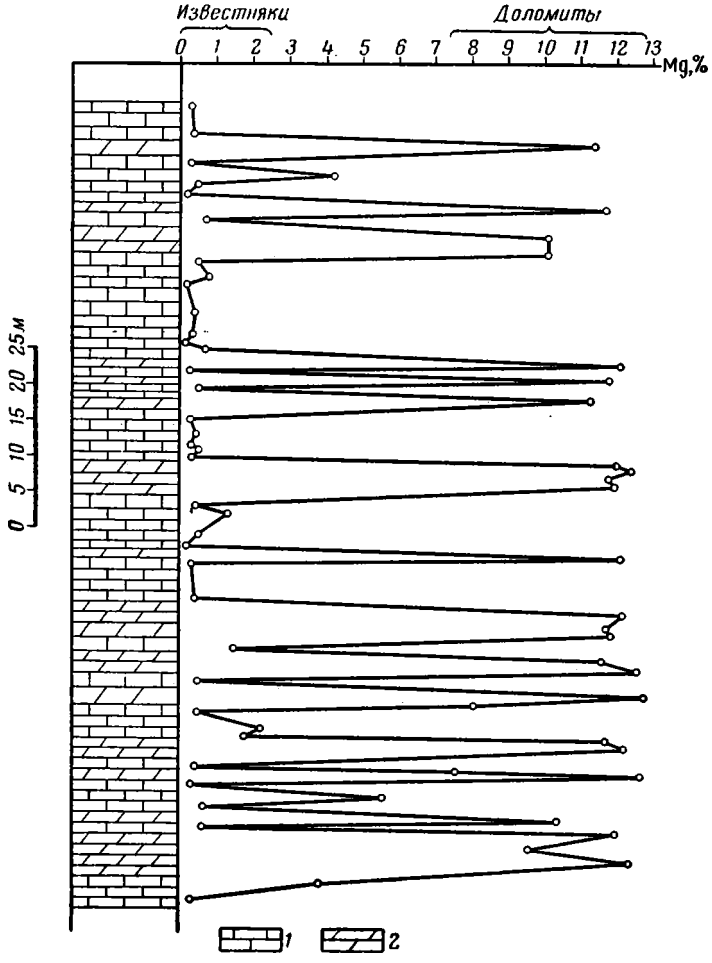


Рис. 41. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Иссинского района (по данным 66 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

(3,2%; рис. 42) к центральным районам Татарии. Влияние речного стока чувствуется и вдоль восточных склонов Воронежского массива (рис. 33 и 43).

Измерения площадей показали примерно одинаковую распространенность среднекаменноугольных известняков и доломитов (рис. 44), тогда как график распределения анализов подчеркивает резкое преобладание известняков (рис. 45). Такое расхождение данных объясняется теми же причинами, что были установлены для визейского яруса,

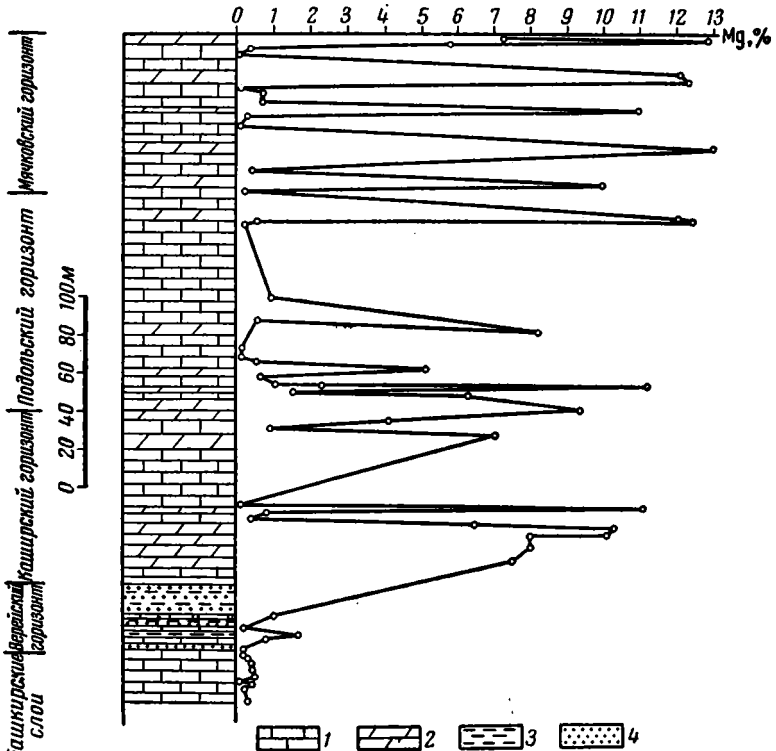


Рис. 42. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Сызрани (по данным 62 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глины; *4* — песчаники.

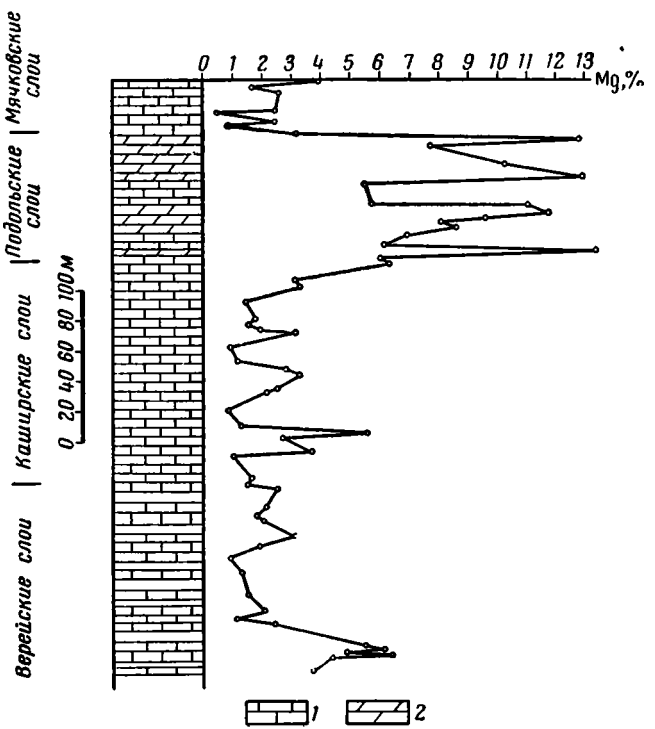


Рис. 43. Распределение магния в среднекаменноугольных карбонатных породах Пугачева (по данным 63 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

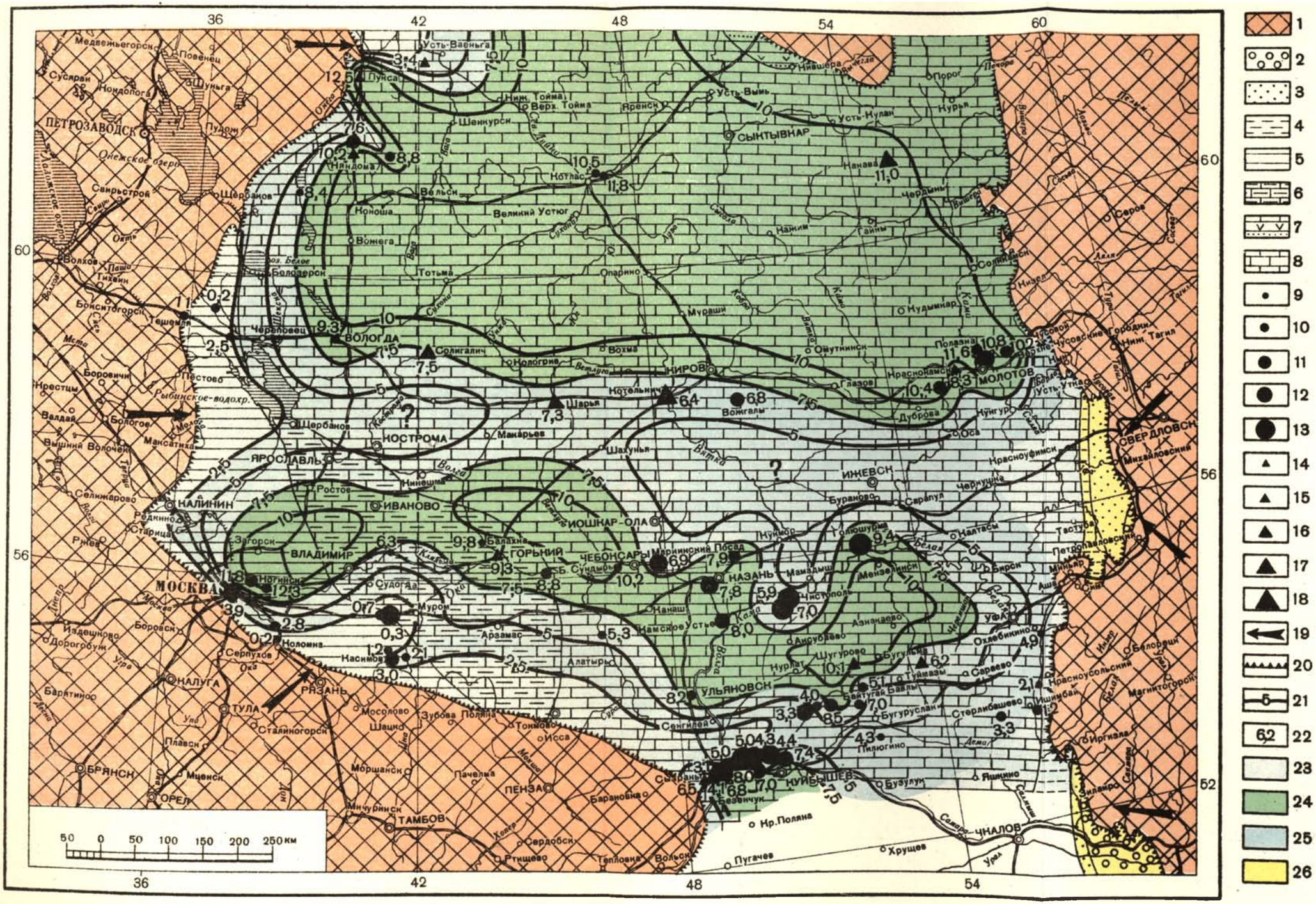


Рис. 46. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах верхнего карбона Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — пески и конгломераты; *3* — пески с прослоями глин; *4* — глины; *5* — карбонатные породы с прослоями глин (на севере красноцветных); *6* — карбонатные породы с прослоями мергелей; *7* — карбонатные породы, гипсы и пески; *8* — карбонатные породы; *9* — менее 10 послойных анализов; *10* — 10—25 послойных анализов; *11* — 25—50 послойных анализов; *12* — 50—100 послойных анализов; *13* — более 100 послойных анализов; *14* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *15* — средние пробы из 10—25 образцов; *16* — средние пробы из 25—50 образцов; *17* — средние пробы из 50—100 образцов; *18* — средние пробы более чем из 100 образцов; *19* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *20* — граница областей размыва; *21* — линии равного содержания магния (в %); *22* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *23* — области преимущественного распространения известняков; *24* — области преимущественного распространения доломитов; *25* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *26* — прибрежно-морские терригенные осадки.

а именно: области распространения доломитов залегают на большой глубине и разбурены недавно; вследствие этого доломиты значительно более

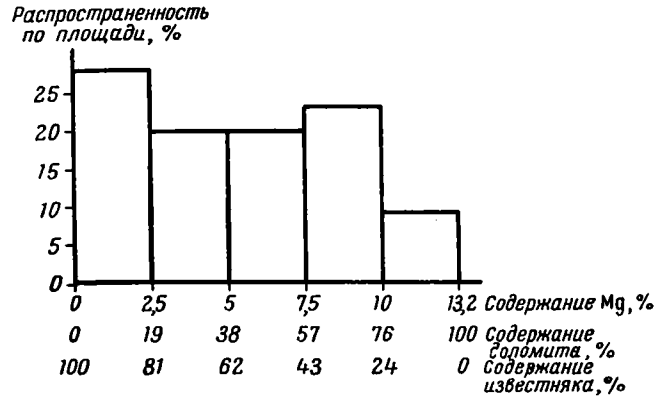


Рис. 44. Распространенность среднекаменноугольных известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 570 000 км²).

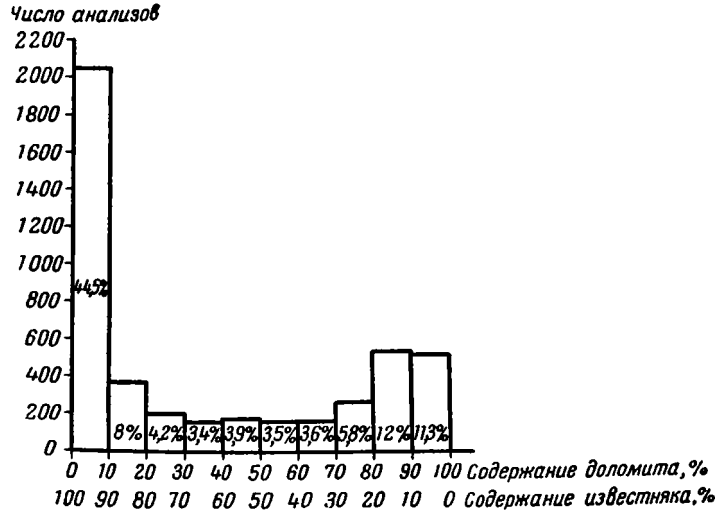


Рис. 45. Распределение анализов среднекаменноугольных карбонатных пород с разным содержанием доломита (по данным 4643 анализов).

редко подвергались химическим анализам, чем известняки, выходящие на поверхность вдоль западной периферии бассейна.

3. Верхний карбон (рис. 46)

В верхнекаменноугольную эпоху несколько увеличилась интенсивность поднятий Западной и Воронежской суши. Прибрежные районы, залитые в среднем карбоне морем, осушились и стали ареной эрозии. Границы платформенного бассейна переместились к востоку и северу, что привело к некоторому, сравнительно небольшому сокращению площади области осадконакопления. С прилегающей суши усилился принос обломочного материала, который отлагался главным образом в прибрежной полосе.

а именно: области распространения доломитов залегают на большой глубине и разбурены недавно; вследствие этого доломиты значительно более

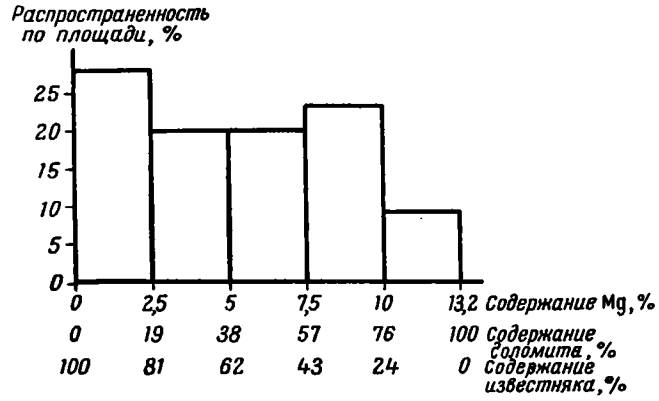


Рис. 44. Распространенность среднекаменноугольных известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 570 000 км²).

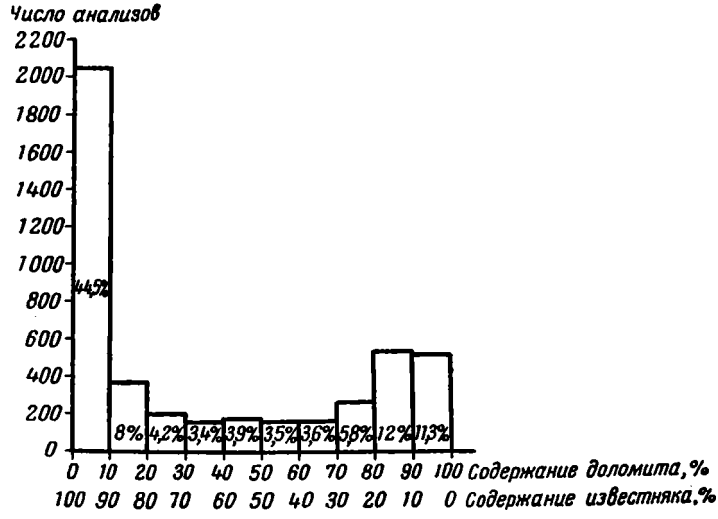


Рис. 45. Распределение анализов среднекаменноугольных карбонатных пород с разным содержанием доломита (по данным 4643 анализов).

редко подвергались химическим анализам, чем известняки, выходящие на поверхность вдоль западной периферии бассейна.

3. Верхний карбон (рис. 46)

В верхнекаменноугольную эпоху несколько увеличилась интенсивность поднятий Западной и Воронежской суши. Прибрежные районы, залитые в среднем карбоне морем, осушились и стали ареной эрозии. Границы платформенного бассейна переместились к востоку и северу, что привело к некоторому, сравнительно небольшому сокращению площади области осадконакопления. С прилегающей суши усилился принос обломочного материала, который отлагался главным образом в прибрежной полосе.

Мощные поднятия развивались в это время на восточном склоне и в осевой зоне Среднего и Южного Урала, который стал объектом усиленной эрозионной деятельности. Колоссальные массы обломочного материала сносились отсюда на запад в Предуральский передовой прогиб, образуя преимущественно флишевые толщи, сложенные чередующимися слоями песчаников, глыбовых конгломератов и глин, с редкими и маломощными прослоями известняков. Местами вместо флиша отлагались изменчивые по простиранию песчано-глинистые толщи морских моласс (Келлер, 1949; Страхов, 1948). Западнее передового прогиба на большей части площади платформы, покрытой морем, отлагались карбонатные илы, почти лишенные терригенных примесей.

Снос обломочного материала с Западной и Воронежской суши протекал неравномерно, то ослабевая, то усиливаясь во времени. Эти пульсации запечатлелись в прибрежной зоне осадконакопления в форме частой смены карбонатных и глинистых пачек, нередко с примесью песка и алевролита. Балтийский щит поставлял сравнительно небольшие объемы кластического материала, который осаждался в северных районах в очень узкой прибрежной полосе. Дальность разноса в центральных и южных районах была значительно большей (рис. 46). Карбонатные породы прибрежной полосы несут в себе следы отложения в очень мелководных условиях. Согласно наблюдениям И. В. Хворовой (1953), они представлены органогенно-обломочными известняками, переходящими по простиранию в брекчию, состоящую из неокатанных обломков известняка. Карбонатные породы представлены также шламмовыми и глинистыми разностями, на поверхности которых иногда наблюдаются крупные асимметричные знаки ряби, косая слоистость и тонкие вертикальные ходы. Известняки переслаиваются с кирпично-красными и зелеными глинами, мергелями, известковистыми песчаниками и содержат богатые остатки разнообразной фауны иглокожих, брахиопод, мшанок, криноидей, фораминифер, трилобитов, остракод, пелеципод, гастропод, одиночных кораллов, флоры зеленых водорослей и т. п. По мере удаления от западной и южной областей размыва по направлению к центру бассейна в разрезах уменьшается число глинистых прослоев и увеличивается количество карбонатных. Последние также претерпевают закономерные изменения: грубозернистые и мелководные известняки замещаются тонкозернистыми

Анализы установленных средних проб карбонатны

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовы						
		Нерастворимый остаток	R_2O	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п
Березники	16	2,89	0,20	47,90	5,53	39,91	2,13	1,56
Вологда	15	0,63	Нет	34,65	15,07	36,47	11,18	1,82
Горький	14	2,30	0,23	33,33	15,09	28,64	17,66	3,35
Кельтма	89	5,36	0,10	30,96	17,74	41,06	4,13	1,01
Котельнич	130	2,70	0,16	41,06	10,33	36,56	8,61	1,21
Краснокамск . . .	8	0,98	Следы	35,60	13,43	36,32	13,05	1,50
Няндома	23	1,70	»	32,86	16,47	40,43	7,33	1,28
Пукса	18	1,49	0,20	36,25	20,25	42,01	0,01	0,17
Солигалич	51	1,26	0,19	39,13	12,14	37,88	8,77	1,00
Сызрань	22	3,92	0,20	41,89	10,46	43,46	0,28	0,18
Туймаза	28	1,20	0,20	43,75	10,96	43,93	0,79	0,80
Шарья	61	1,40	0,02	40,91	11,79	41,11	3,50	1,76
Шугурово	41	0,93	Нет	35,22	16,40	44,08	3,30	Нет

известняками и доломитами, глины — доломитовыми мергелями (Хворова, 1953). Параллельно с изменениями литологического состава изменяется и химический состав карбонатных пород. Магнезиально-чистые известняки Коломны, Касимова, Добрятино и Мурома замещаются к северу и северо-востоку доломитовыми породами, с содержанием магния до 9 и более процентов (Горький — 9,3%, см. табл. 11; Балахна — 9,8%, Большой Сундырь — 10,2% — усредненные данные послойных анализов). В породах появляются включения, гнезда и прожилки гипса, присутствие которого хорошо улавливается химическими анализами. Так, например, в районе города Горького содержание SO_3 в средней пробе достигает 17,7%.

Аналогичные изменения прослеживаются от Москвы к северо-востоку по направлению к Щелково и Ногинску. Они весьма четко улавливаются и в более северных районах. Так, неподалеку от Тешемли, Рыканца и Кадуя распространены бедные магнием известняки (от 0,2 до 2,5%), переслаивающиеся с красноцветными глинами. К востоку терригенные прослои выклиниваются, а известняки замещаются доломитами (Вологда — 9,3% Mg, Солигалич — 7,5%). В породах растет процентное содержание SO_3 (табл. 11) и появляются включения и прослои ангидрита. Фауна редеет.

Намечаются две широтно вытянутые области регионального распространения доломитов. Первая из них, южная, простирается от Ногинска (12,3% Mg), через Горький (9,3%), Баланду (9,8%), Лысково (8,8%), Большой Сундырь (10,2%), Верхний Услон (7,8%), Камское устье (8,0%), Шугурово (10,1%) и Голюшурму (9,4%). Вторая, северная, охватывающая значительно большую площадь, прослеживается по двум профилям: 1) от Пуксы (12,5% Mg) и Няндомы (10,2%), через Сольвычегодск (10,5%) и Коряжму (11,8%) к Кельтме (11,0%) и 2) от Вологды (9,3% Mg) и Солигалича (7,5%) к Нытве (10,4%), Краснокамску (8,3%), Полазне (11,6%), Левшину (10,8%) и Верхне-Чусовским Городкам (10,2%). Между северной и южной областями развития доломитовых пород намечается зона с несколько пониженной магнезиальностью карбонатных разрезов. Она засекается в Шарье (7,3% Mg), Котельниче (6,4%), Вожгалах (6,8%), Мариинском Посаде (6,9%), Змиеве (7,0%) и Булдыре (5,9%). Западная и восточная оконечности этой переходной зоны химическими анализами

Таблица 11

лщ верхнего карбона (C_3) Русской платформы

роценты				10^{-3}%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
100,12	0,080	0,034	0,005	0,83	0,20	8,70	3,4	Г. А. Корзина
99,82	—	—	—	—	—	—	9,3	К. В. Горшкова
100,60	—	—	—	—	—	—	9,3	А. И. Ермишкина
100,36	0,037	0,009	0,0005	0,67	0,62	2,97	11,0	К. В. Горшкова
100,63	—	—	—	—	—	—	6,4	А. И. Ермишкина
100,88	0,033	0,017	0,0005	0,34	0,30	1,20	8,3	К. В. Горшкова
100,07	0,037	0,020	0,0005	0,22	0,50	3,10	10,2	»
100,37	0,035	0,002	0,001	0,15	1,08	1,98	12,5	»
100,37	—	—	—	—	—	—	7,5	Г. А. Корзина
100,39	0,043	0,013	0,0007	—	—	—	6,5	К. В. Горшкова
100,73	0,045	0,003	0,007	0,21	1,10	2,42	6,2	»
100,49	—	—	—	—	—	—	7,3	А. И. Ермишкина
99,93	0,038	0,008	0,0005	0,16	0,40	1,00	10,1	К. В. Горшкова

не охарактеризованы. Это обстоятельство вынудило нас поставить в соответствующих местах на карте знаки вопроса. Судя по геологическим

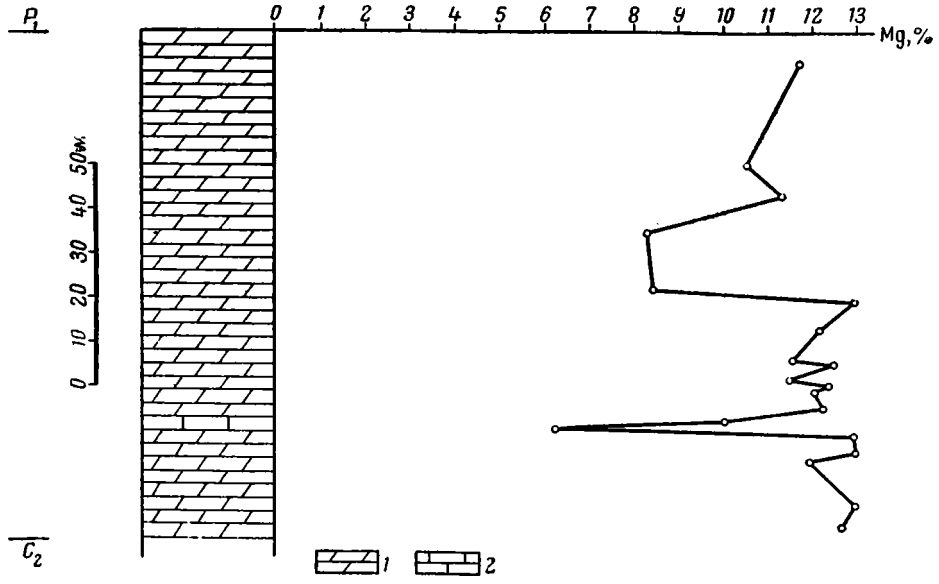


Рис. 47. Распределение магния в верхнекаменноугольных карбонатных породах Нытвы (по данным 20 послойных анализов).

1 — известняки; 2 — доломиты.

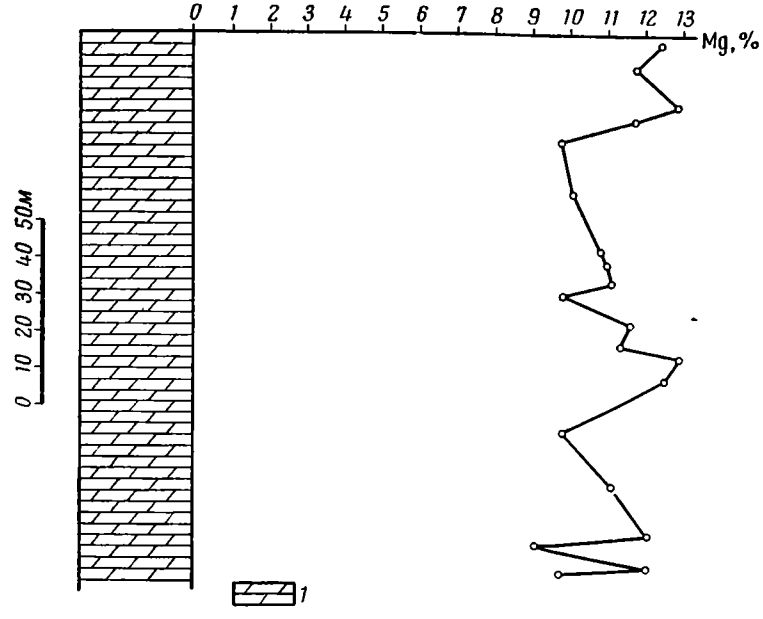


Рис. 48. Распределение магния в верхнекаменноугольных карбонатных породах Шугурово (по данным 20 послойных анализов).

1 — доломиты.

данным, у восточного окончания переходной зоны, в пределах Уфимского амфитеатра, распространены известняки с подчиненными прослоями до-

ломитов (Черная Речка). Восточнее амфитеатра доломиты выклиниваются и разрезы нацело слагаются органогенными известняками, иногда образующими зачаточные гидроактиноидно-мшанковые рифовые массивы. В известняках найдена очень богатая фауна. Еще дальше на восток известняки замещаются флишем, в песчано-глинистых слоях которого встречена фауна фораминифер, мшанок, криноидей и брахиопод. Здесь же

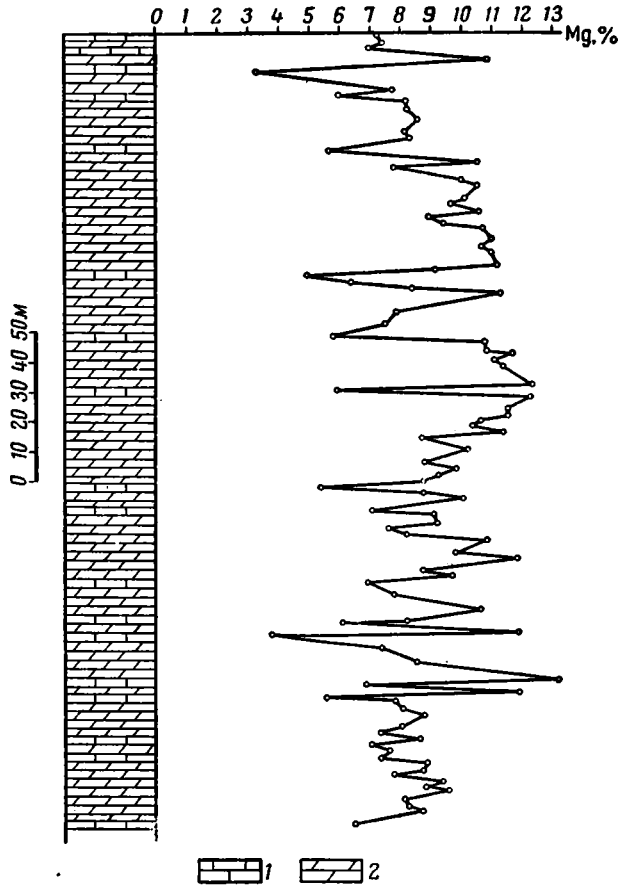


Рис. 49. Распределение магния в верхнекаменноугольных карбонатных породах Голюшурмы (по данным 99 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

погребены остатки растений, принесенные с Уральской суши (Наливкин, 1949, 1950).

Таким образом, существование широтной промежуточной зоны, с несколько пониженным содержанием магния в карбонатных породах, представляется весьма вероятным, хотя и недостаточно обоснованным. Восточная и западная оконечности зоны упираются в места наиболее интенсивного сноса с Урала и с Западной суши (рис. 46), от которых к центру бассейна, вероятно, циркулировали течения, вызванные усиленным стоком пресных вод.

Отличия в характере распределения магния по разрезам северной (рис. 47) и южной (рис. 48 и 49) областей распространения доломитов, с одной стороны, и промежуточной зоной (рис. 50 и 51), с другой, разительны. В первых областях, как видно из графиков, верхнекаменноугольные отложения почти нацело сложены доломитами, среди которых почти нет прослоев известняков, тогда как во второй зоне известняки часто переслаиваются с доломитами и играют весьма существенную роль в строении карбонатной толщи.

Северная область распространения доломитов подходит почти вплотную к Уралу, южная же отступает от него на значительное расстояние,

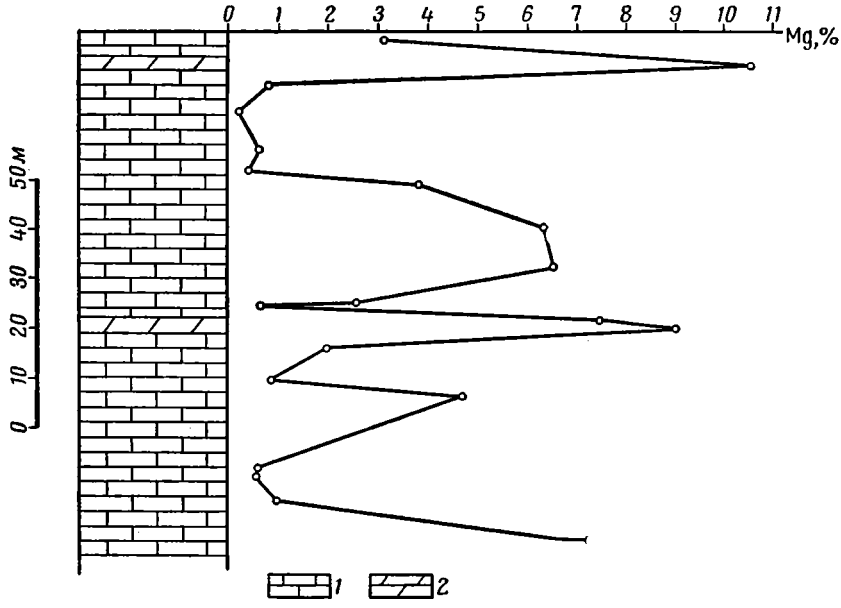


Рис. 50. Распределение магния в верхнекаменноугольных породах Булдыря (по данным 19 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

постепенно к востоку замещаясь все более и более бедными магнием разностями карбонатных пород. Такие взаимоотношения кажутся вполне естественными, так как на севере Уральская суша почти не испытывала поднятий, вследствие чего в прибрежной полосе отсутствует зона песчано-глинистого флиша, тогда как поднятие Южного и Среднего Урала было весьма интенсивным и сопровождалось мощной эрозией. Речной сток, переносивший продукты размыва в флишевый передовой прогиб, распреснял воды приуральской части платформенного бассейна. В южной области, параллельно с увеличением магнезиальности и сульфатности пород от Урала к центральным районам платформы, прослеживается изменение видового состава фауны. В зоне приуральского флиша наблюдается обилие ископаемых гониатитов, брахиопод и фузулинид. В карбонатных породах западной части передового прогиба еще много брахиопод и фузулинид, появляется большое количество мшанок, тогда как гониатиты встречаются уже редко. В восточных районах платформы гониатиты исчезают, брахиоподы и мшанки прогрессивно редеют, а фузулинид остается попрежнему много. В центральной части платформы все еще

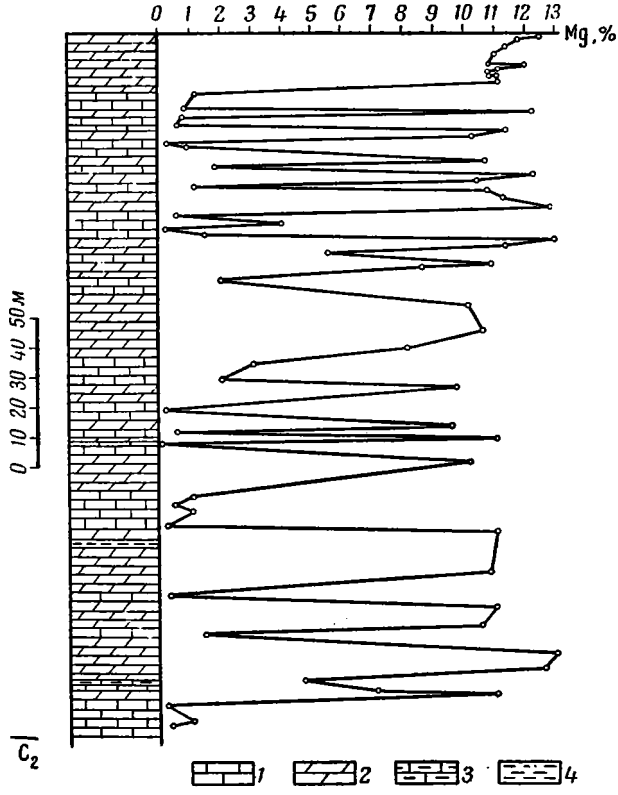


Рис. 51. Распределение магния в верхнекаменноугольных карбонатных породах Мариинского Посада (по данным 67 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глины.

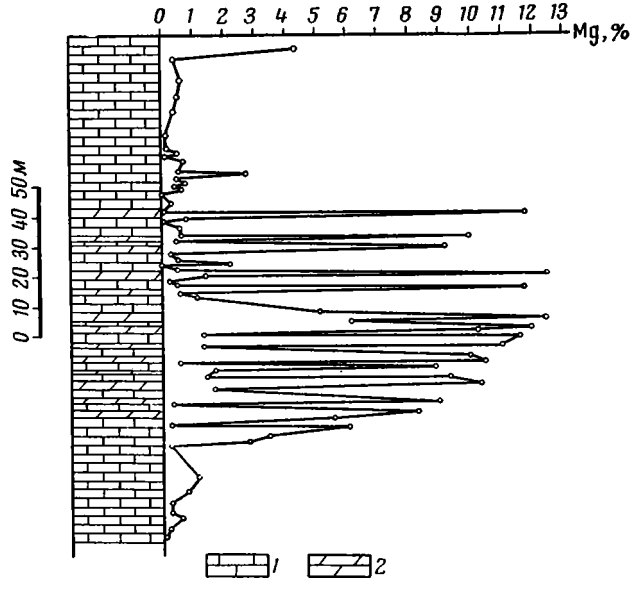


Рис. 52. Распределение магния в верхнекаменноугольных карбонатных породах Радаевки (по данным 73 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

много фузулинид, встречаются брахиоподы и остракоды, изредка наблюдаются иглокожие, водоросли и мшанки. Эти изменения убедительно свидетельствуют об увеличении концентрации солей в водах бассейна, что вело к угнетению и исчезновению одних видов фауны и замещению их другими, более приспособленными к возрастающей солености морской воды.

К югу от Среднего Поволжья и Татарии карбонатные толщи несколько обедняются магнием, количество которого в полосе, проходящей от Самарской Луки к Радаевке (рис. 52) и Пилюгино, снижается до 3—5%. У южного борта Самарской Луки вновь намечается тенденция к обогащению разрезов доломитами. Содержание магния увеличивается в Сызрани

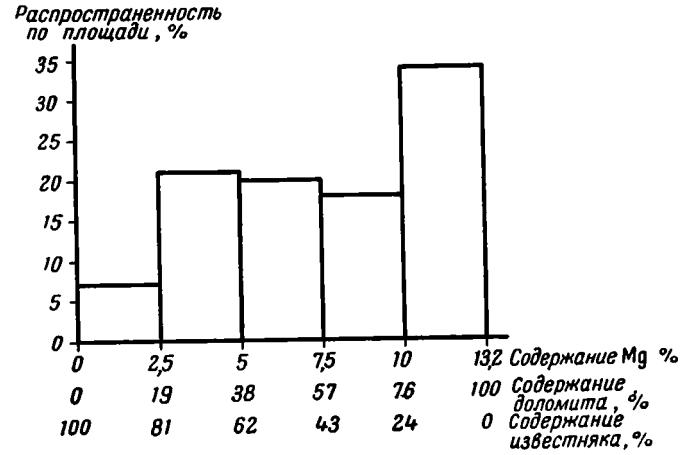


Рис. 53. Распространенность верхнекаменноугольных известняков, доломитов и переходных между ними пород, в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 260 000 км²).

до 6,5% (табл. 11), а на Аскульской, Водинской и Муранской площадях доходит до 7—8% (см. рис. 46). Еще далее на юг, за пределами нашей карты, в районе Арчеды, расположенной неподалеку от Воронежской зоны размыва, вновь наблюдается уменьшение среднего содержания магния до 3,8%. Изменение химического состава карбонатных пород сопровождается появлением в разрезе прослоев глин, а также пышным развитием нормальной морской жизни, представленной многочисленными кораллами, разнообразными брахиоподами (до 60 видов), иглокожими, фораминиферами, крупными пелециподами. Интересно отметить, что в той части разреза, где присутствуют пачки «доломитизированных» известняков, породы заключают бедную и однообразную фауну брахиопод, в высшей степени скудную в видовом отношении (Семихатова, 1953).

Измерения, произведенные по карте (рис. 46), показывают, что верхнекаменноугольные доломиты распространены на площади, приблизительно в восемь раз превышающей ареал, занятый известняками (табл. 5, рис. 53). График распределения анализов (рис. 54) снова неверно передает природные соотношения, указывая на резкое преобладание известняков над доломитами. Это несоответствие объясняется теми же причинами, которые отмечались и для визейского яруса и среднего карбона.

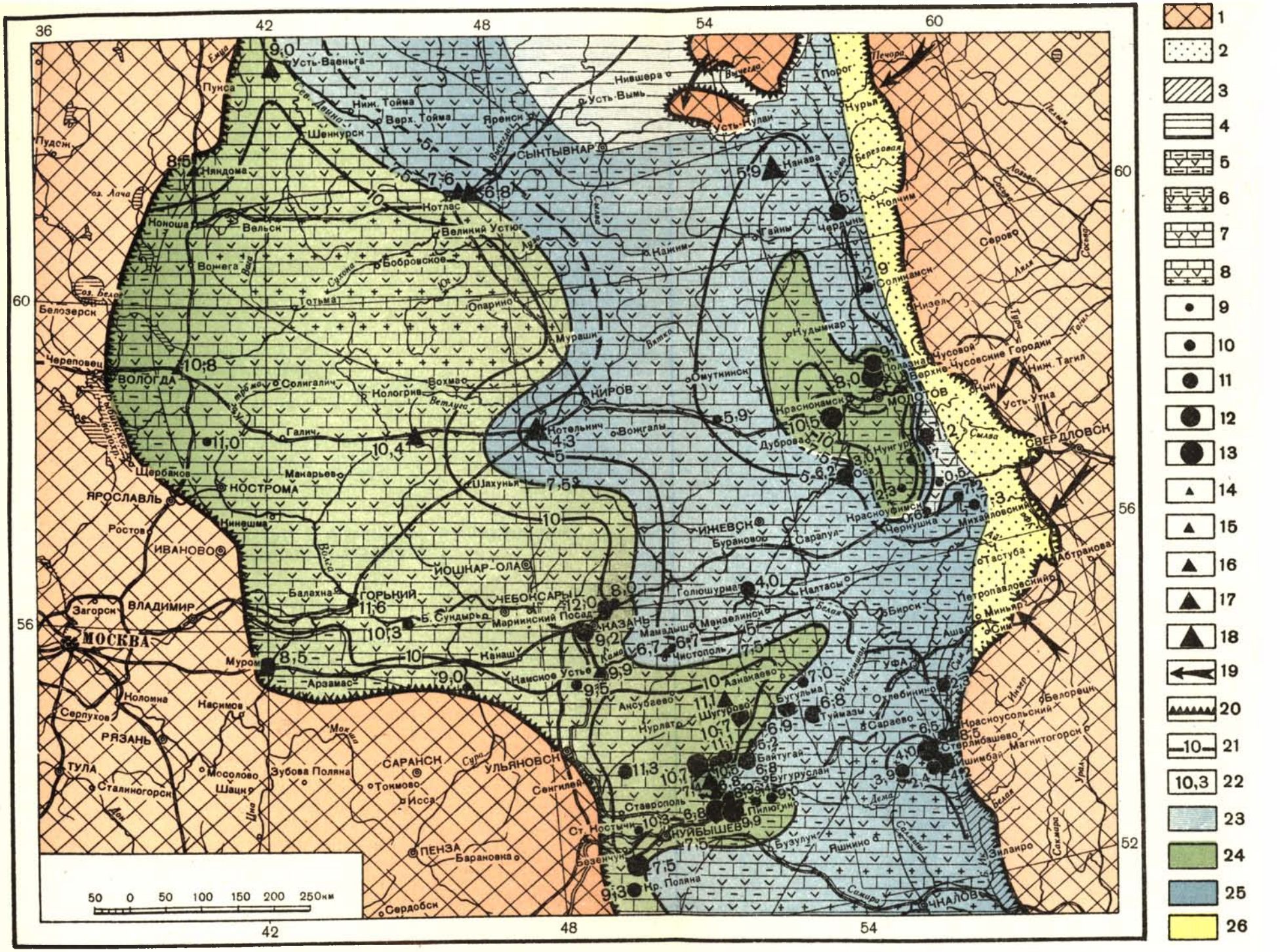


Рис. 55. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах нижней перми Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — конгломераты, пески и глины; *3* — карбонатные породы, глины и пески; *4* — карбонатные породы и глины; *5* — карбонатные породы, гипсы и ангидриты с прослоями глин; *6* — карбонатные породы, гипсы и ангидриты, каменная соль и глины; *7* — карбонатные породы, гипсы и ангидриты; *8* — карбонатные породы, гипсы, ангидриты и каменная соль; *9* — менее 10 послойных анализов; *10* — 10—25 послойных анализов; *11* — 25—50 послойных анализов; *12* — 50—100 послойных анализов; *13* — более 100 послойных анализов; *14* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *15* — средние пробы из 10—25 образцов; *16* — средние пробы из 25—50 образцов; *17* — средние пробы из 50—100 образцов; *18* — средние пробы более чем из 100 образцов; *19* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *20* — граница областей размыва; *21* — линии равного содержания магния (в %); *22* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *23* — области преимущественного распространения известняков; *24* — области преимущественного распространения доломитов; *25* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *26* — прибрежно-морские терригенные осадки.

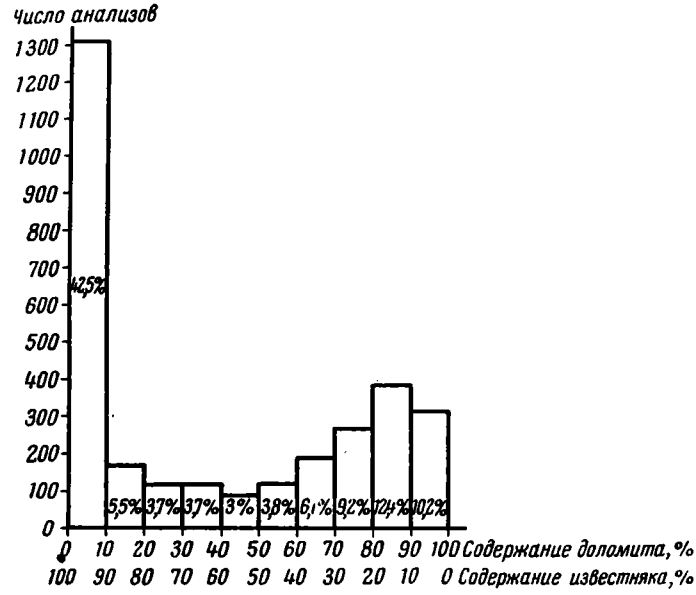


Рис. 54. Распределение анализов верхнекаменноугольных карбонатных пород с разным содержанием доломита (по данным 3097 анализов).

V. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

1. Нижняя пермь (рис. 55)

История развития нижнепермского бассейна, его палеогеография и характер осадконакопления определились, в основном, действием трех ведущих факторов: интенсивным воздыманием Уральских горных цепей; медленным и тектонически спокойным поднятием западной периферии моря; климатическими изменениями, вызвавшими расширение аридного пояса, который проходил через Русскую платформу с северо-запада на юго-восток, пересекая низменную Западную сушу и наплатформенное, чрезвычайно мелкое море.

На рубеже верхнекаменноугольной и нижнепермской эпохи произошло значительное сокращение площади осадконакопления на западе. Медленные тектонические поднятия захватили бóльшую часть Подмосковного бассейна. Море отступило к востоку и северо-востоку. Дальнейшая история бассейна развивалась по пути все большего и большего сокращения его площади и прогрессирующего осолонения. Процесс этот протекал по-разному у восточного и западного берегов, постепенно усиливаясь во времени.

В с а к м а р с к и й в е к море по характеру своей седиментации напоминало еще верхнекаменноугольное, отличаясь от него несколько более интенсивной садкой сульфатов кальция. Области накопления доломитов и парагенетически связанных с ними прослоев сульфатов сместились по сравнению с верхним карбоном и подошли вплотную к тектонически спокойному западному берегу. Это смещение произошло

в результате мощного распресняющего воздействия восточного берега. В зону передового прогиба, непосредственно примыкавшую к подножию горных сооружений Урала, водными потоками сносились колоссальные массы обломочного материала — продуктов денудации молодой складчатой страны. Здесь накапливались мощные толщи песчаников и глин с немногочисленными прослоями органогенно-обломочных известняков. В глинах сохранилась крайне бедная фауна, представленная лишь аммонеями, ортоцератитами и мелкорослыми пелециподами. В известняках органический мир более богат. В них определены криноидеи, фузулины,

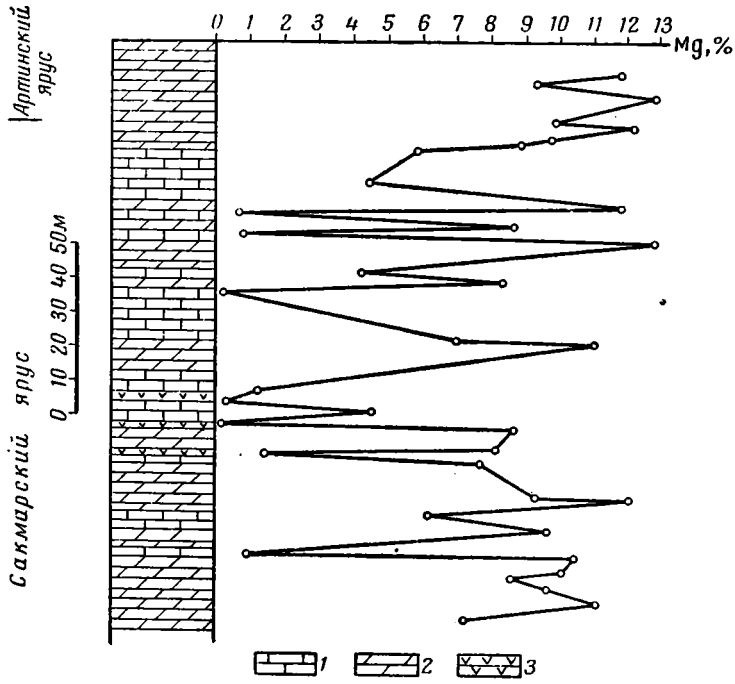


Рис. 56. Распределение магния в сакмарских карбонатных породах Крым-Сарая (по данным 38 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — ангидриты.

брахиоподы и мшанки. В центральной, глубоководной части передового прогиба отлагались тонкослоистые глинистые известняки и мергели, в которых сохранились лишь остатки аммонитов, радиолярий и спикулы губок. Вдоль западного борта прогиба, куда не достигали даже тонкие пелитовые частицы, формировались магнезиально-чистые органогенно-обломочные известняки с разнообразной фауной мшанок, криноидей, брахиопод, гидроактиноидов, колониальных кораллов и фораминифер. Среди известняков этой зоны залегает меридионально вытянутая цепочка рифовых массивов, сложенных преимущественно гидроактиноидами, водорослями и реже — кораллами. К западу от Ишимбая и Краснокамска в разрезах постепенно увеличивается количество прослоев доломита (рис. 56). Фауна становится однообразнее и представлена почти исключительно штафеллами и колониальными кораллами (Наливкин, 1950). В Заволжье, Прикамье и на Самарской Луке среди толщи доломитов появляются значительные прослои и включения гипсов и ангидритов (рис. 57), фауна становится совсем скудной. Она представлена здесь преимущественно эвригалинными формами (мелкорослые пелециподы,

гастроподы и штафеллы), тогда как стеногалинные формы (кораллы, брахиоподы и фузулины) испытывают угнетение, количество видов их сокращается и они полностью исчезают в тастубское время, когда наибольшего развития достигли сакмарские лагунные и лагунно-морские сульфато-доломитовые фации (Ноинский, 1913; Страхов, 1948; Теодорович, 1949). Весьма характерно, что Западная, тектонически спокойная и безводная суша совсем не поставляла обломочный материал и, что самое главное, не оказывала никакого распресняющего влияния на воды платформенного бассейна.

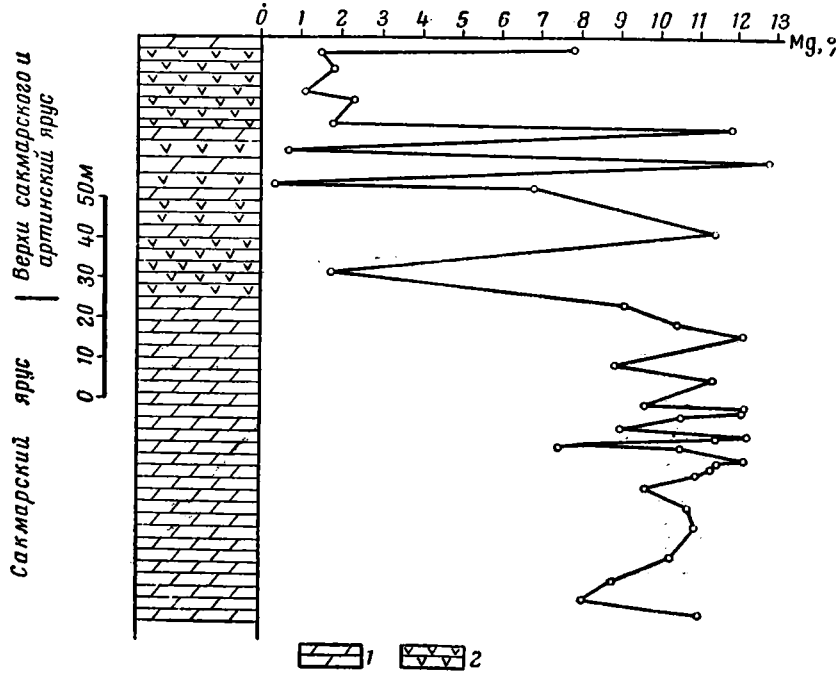


Рис. 57. Распределение магния в сакмарских карбонатных породах Якушкино (по данным 38 послойных анализов).

1 — доломиты; *2* — гипсы и ангидриты.

В артинский век площадь бассейна вновь уменьшилась, и все Поволжье, восточная Татария, Удмуртия и Кировская область были превращены в сушу. Литолого-фациальная зональность осталась прежней, но границы зон сместились к востоку. Накопление доломитовых осадков с пачками сульфатных пород продолжалось у западного побережья, причем наибольшее количество пачек сульфатов формировалось в районе Бугуруслана и к югу от него (рис. 58). Сместился в сторону платформы и восточный берег бассейна. Это было связано с новым усилением поднятий Урала. Область отложения грубых терригенных формаций мигрировала к западу. В передовом прогибе, в полосе, примыкавшей к берегу, развивалось быстрое погружение земной коры, компенсировавшееся накоплением мощных толщ конгломератов и грубозернистых песчаников с прослоями мергелей и известняков. Далее следовала зона глубоководных темносерых мергелей и афанитовых известняков, которая с запада была ограничена рифовыми массивами (рис. 59). По данным В. Д. Наливкина, состав фауны рифов резко отличается от фауны мергелей. Основным рифообразователем являются мшанки,

преобладающие над остальными организмами. В большом количестве встречаются в рифах брахиоподы, криноидеи, пелециподы, а также рифообразующие водоросли. Гастропод, одиночных кораллов, фузулинид и трилобитов здесь значительно меньше (Наливкин, 1950). В биогермных известняках рифов сохранились ясные следы воздействия волнений на дно, свидетельствующие о крайне мелководных условиях отложения осадков (Страхов, 1951). В краевых частях рифов появляются гониатиты и ортоцератиты. В мергелях фауна встречается реже и видовой состав отдельных групп беднеет. В порядке убывающего значения здесь содержатся: черви, криноидеи, мелкие губки, одиночные кораллы, лилии, мшанки, единичные экземпляры мелких брахиопод, гониатитов, трилоби-

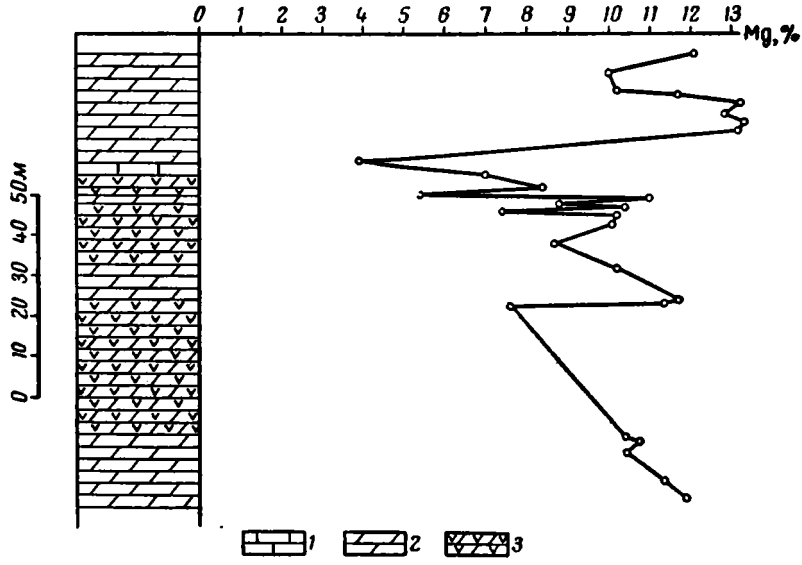


Рис. 58. Распределение магния в артинских карбонатных породах Муханово (по данным 28 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — ангидрито-доломиты.

тов, ежей, остатки рыб (геликоприон и др.) (Наливкин, 1950). В этой зоне не наблюдается следов размыва и волнений, что, наряду с другими признаками, указывает на большую глубоководность осадков (Страхов, 1951; Хворова, 1947).

В западной приплатформенной части передового прогиба отлагались чистые известняки с очень разнообразной фауной. Наиболее часто здесь встречаются крупные фузулиниды, затем следуют мшанки, брахиоподы, криноидеи, кремневые губки, одиночные кораллы, гастроподы, пелециподы и, наконец, трилобиты. Такое разнообразие указывает на то, что здесь существовало открытое море с нормальной соленостью. Несколько западнее передового прогиба, на восточном склоне платформы (рис. 60 и 61), состав фауны заметно меняется. Исчезают крупные фузулиниды, брахиоподы и мшанки. Взамен их появляется большое количество штафелл и фауна становится однообразнее (Наливкин, 1950). В западной платформенной области распространения доломитов и гипсов (рис. 58, 62, 63) штафеллы деградируют и замещаются мелкими фораминиферами (гломоспирами). Колониальные кораллы здесь полностью исчезают, брахиоподы встречаются чрезвычайно редко, сравнительно широко распространены лишь пелециподы. Для этой зоны характерны включения целестина и флюорита.

В кунгурском веке положение западной границы бассейна оставалось почти неизменным. Лишь в южных районах граница, вероятно, сдвинулась несколько к востоку. Условия, господствовавшие на Западной суше, также не испытали перемен. Эта суша попрежнему оставалась безводной и тектонически спокойной и не оказывала почти никакого влияния на осадконакопление прибрежной полосы. Морской

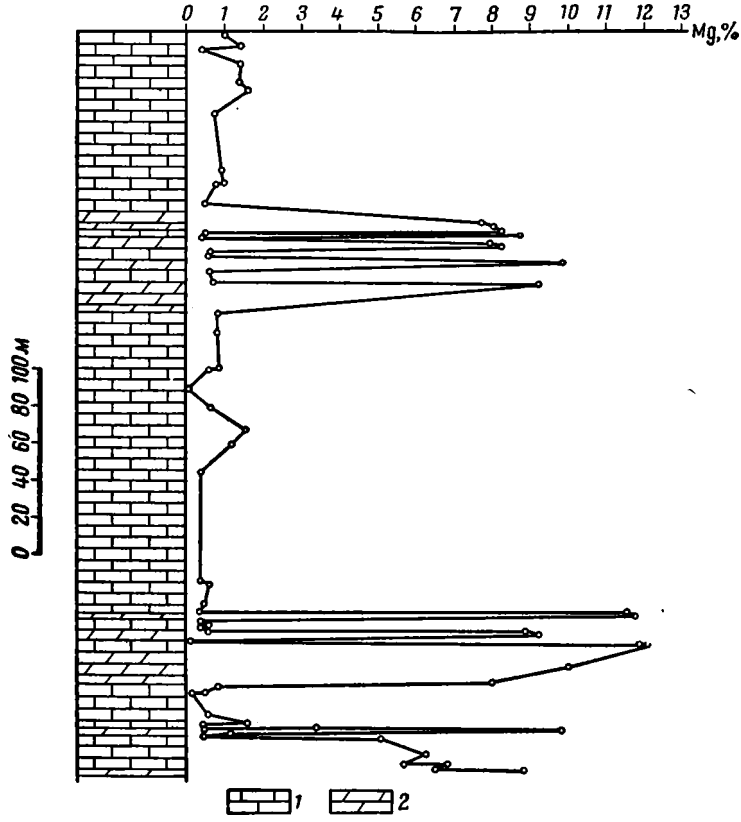


Рис. 59. Распределение магния в артинских карбонатных породах Ишимбаево (по данным 68 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

бассейн Русской платформы потерял в кунгуре постоянную связь с открытым морем, окончательно осолонился и превратился в гигантскую лагуну. В узкой полосе, вытянутой меридионально вдоль западного берега, разрезы кунгура сложены преимущественно доломитами, среди которых залегают подчиненные прослои гипсов и ангидритов и маломощные прослойки глин (рис. 64). Восточнее тянется зона приблизительно равного распространения доломитов и ангидритов (рис. 65). Сульфаты становятся господствующими породами в северных районах этой зоны (Шарья, Котельнич, Любим, Солигалич, Коряжма, Няндома и др.), а в бассейне Сухоны к ним присоединяются маломощные пласты каменной соли (Коноша, Шангалы, центральная часть Сухонского вала). Сульфатные породы фауны не содержат. В доломитах изредка встречается угнетенная и скудная реликтовая фауна, представленная исключительно мелкими пелециподами и гастроподами, т. е. эвригалинными формами, которые

к концу кунгурского века также вымирают. В полосе, проходящей через Охлебинино, Туймазы (рис. 66), Кунгур и Полазну, в средней части кунгурского разреза встречены прослои известняков с нормальной морской фауной брахиопод и мшанок. Эти находки явно указывают на то, что в отдельные моменты среднего кунгура в лагуну проникали с севера воды открытого моря (Теодорович, 1949; Толстихина, 1941).

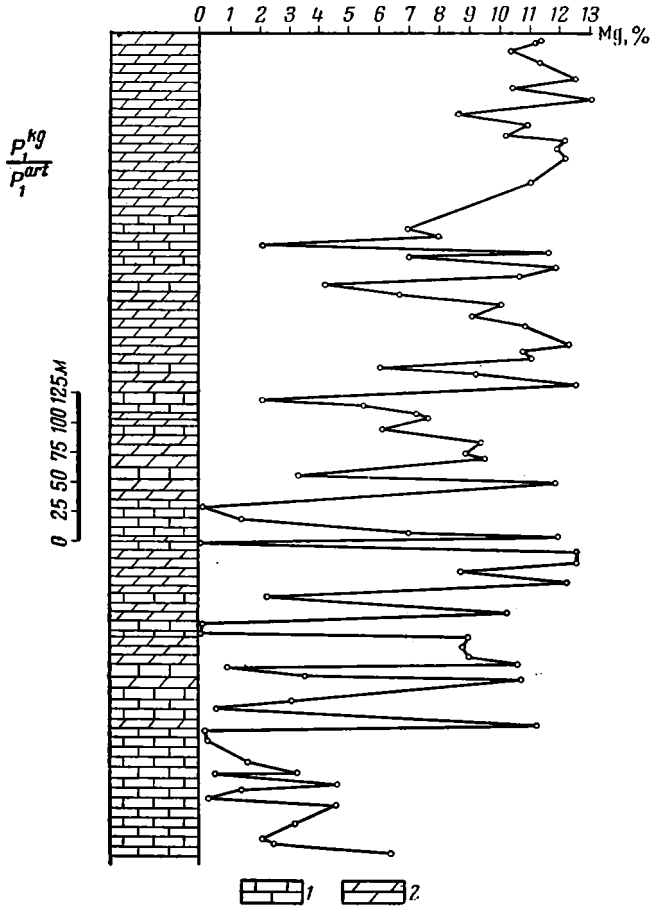


Рис. 60. Распределение магния в артинских карбонатных породах Покровки (по данным 78 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

В Предуральском передовом прогибе распространена галогенная формация, сложенная переслаиванием ангидритов, каменной соли, доломитов и подчиненных пластов глин. Каменная соль залегает в осевой, наиболее погруженной части прогиба и прослеживается от Соликамска, где с нею ассоциируют калийные соли, до широты Кунгура и несколько восточнее. Затем каменная соль из разреза выпадает и вновь появляется возле г. Аши, протягиваясь дальше на юг непрерывной полосой до Соль-Илецка и Эмбы. На юге ширина соленосной зоны увеличивается в несколько раз. К западному борту прогиба соль выклинивается и замещается сперва ангидритами, а еще западнее — доломитами и ангидритами (рис. 67), к восточному же борту — песчано-сланцевой толщей

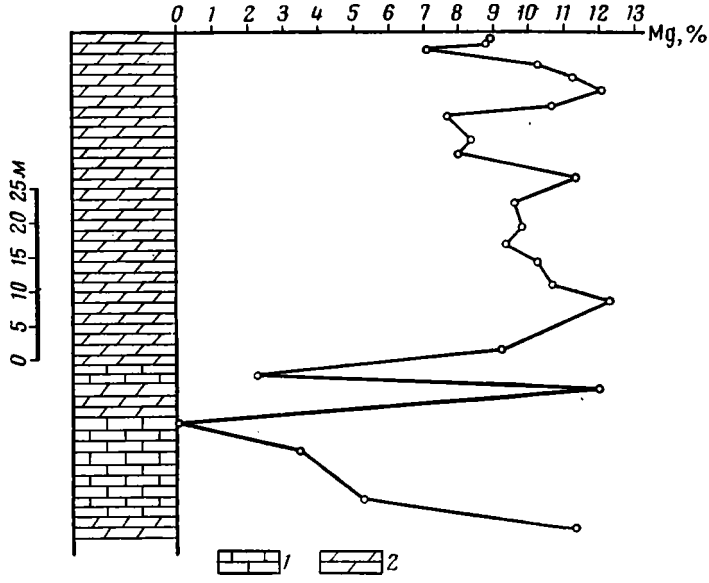


Рис. 61. Распределение магния в артинских карбонатных породах Полазны (по данным 24 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

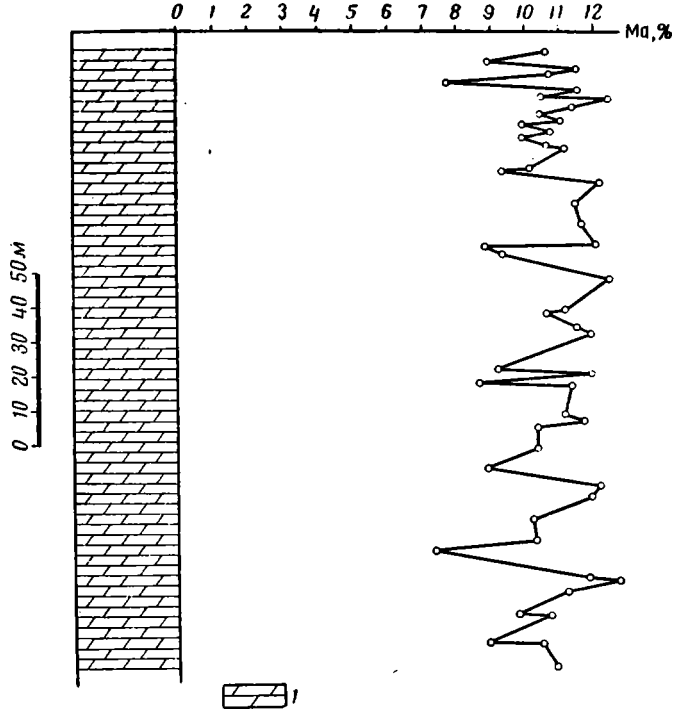


Рис. 62. Распределение магния в артинских карбонатных породах Нытвы (по данным 51 послойного анализа).

1 — доломиты.

с прослоями гипсов на юге и известняками, глинами, песчаниками и конгломератами — на севере. Такие соотношения указывают на то, что с Уральских гор в лагуну стекали многочисленные реки, переносившие обломочный материал, который в виде подводных конусов выноса вдавался наподобие «языков» в зону химических лагунных осадков. История соленос-

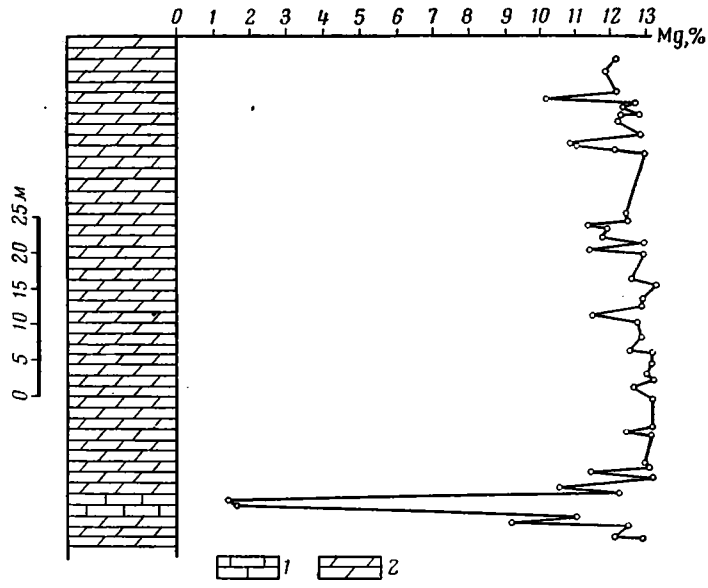


Рис. 63. Распределение магния в артинских карбонатных породах Шугурово (по данным 52 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты.

ного Ишимбаевского лагунного водоема детально разобрана Н. М. Страховым (1951). В нижнекунгурское время лагунный водоем был изолирован поднятиями дна от моря Русской платформы. С увеличением солености вод химическая седиментация временами доходила здесь до садки

Анализы установленных средних проб карбонатных

Местонахождение точек отбора средних проб	Число образцов в пробе	Весовые про						
		Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.
Березники	50	3,78	0,28	32,28	14,63	26,01	22,61	0,34
Вологда	5	2,18	Нет	31,84	17,56	38,52	6,06	3,27
Змиево	9	17,69	0,14	31,63	10,81	28,45	10,76	1,19
Камское Устье	14	12,32	0,40	27,59	16,00	34,73	7,96	1,59
Кельтма	242	4,70	0,34	39,31	9,45	32,46	11,43	2,52
Коряжма	54	4,54	0,16	34,42	11,00	22,50	27,13	0,93
Котельнич	106	2,71	Нет	36,50	7,00	15,20	38,77	0,05
Няндома	22	3,58	0,19	33,61	13,80	28,48	18,41	2,36
Сарабикулово	35	1,06	0,14	32,71	18,00	45,85	1,37	0,67
Серноводск	26	0,70	0,10	36,36	12,05	28,94	20,22	2,12
Сольвычегодск	28	1,10	0,04	39,13	12,35	41,20	4,66	1,42
Шарья	66	4,01	0,11	31,49	16,85	36,70	8,44	1,99
Шугурово	35	1,37	0,11	38,47	14,31	42,87	2,85	Нет

галититов и полигалитовых солей. Двустороннее питание лагуны — с запада — морскими водами и с востока — пресными водами уральских рек обусловило зональность в размещении осадков, причем садка наиболее растворимых солей происходила в центральной зоне. В конце нижнего кунгура восстановилась связь лагуны с морем Русской платформы. Воды ее несколько распреснились и в среднем кунгуре здесь накапливались уже преимущественно ангидриты. В верхнем кунгуре активизировались поднятия западного склона Урала, и лагуна была засыпана терригенными продуктами денудации и сноса (Страхов, 1951).

Для того чтобы достаточно подробно и правильно отобразить историю нижнепермских бассейнов платформы, необходимо было бы составить, по меньшей мере, три литолого-геохимические карты (сакмарскую, артинскую и кунгурскую). Однако, в силу отсутствия достаточно дробной стратиграфической разбивки большей части нижнепермских химических анализов, мы вынуждены были отказаться от этой мысли и составили одну обобщенную и сильно схематизированную карту нижней перми (рис. 55). Недостатки ее очевидны, так как она суммирует данные по качественно отличным сакмарско-артинским и кунгурским осадкам. Все же некоторые характерные черты регионального изменения состава пород она передает. Прежде всего достаточно четко оконтуривается широкая зона распространения доломитов, непосредственно примыкающая к древней западной береговой линии. Ничтожный по масштабу континентальный сток не оказал заметного влияния на ход хемогенной седиментации. По этой причине, в отличие от девонских и каменноугольных карт, у самого берега распространены карбонатные породы с содержанием магния в 8,5—9%, а на расстоянии, не превышающем 100 км, развиты доломиты (10—11% Mg). Породы заключают в себе чрезвычайно много стронция, количество которого местами достигает 0,2% (табл. 12). Минералогически он представлен целестином. Вторая, значительно меньшая по площади зона распространения доломитов вырисовывается в области Молотовского Прикамья. На остальной площади распространены карбонатные породы, в которых среднее содержание магния колеблется в пределах от 4 до 7,5%, снижаясь до 1—3% в узкой полосе, непосредственно контактирующей с терригенными толщами передового прогиба. На первый взгляд кажется странным, что в центральной части

Таблица 12

лщ нижней перми (P_1) Русской платформы

е н т ы				10⁻³%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
99,93	0,042	—	0,001	0,50	0,31	0,88	9,0	А. И. Ермишкина
99,43	—	—	—	—	—	—	10,8	К. В. Горшкова
100,67	0,035	0,045	0,004	0,19	0,43	2,31	6,7	Г. А. Корзина
100,59	0,060	0,140	0,001	0,28	0,40	1,00	9,9	К. В. Горшкова
100,21	0,042	0,190	0,003	0,28	0,47	1,20	5,9	А. И. Ермишкина
100,68	0,060	0,073	0,002	0,34	1,00	2,00	6,8	Г. А. Корзина
100,23	—	—	—	—	—	—	4,3	»
100,43	0,047	—	0,001	—	—	—	8,5	»
99,80	0,037	0,012	0,003	0,12	0,20	0,82	11,1	К. В. Горшкова
100,49	0,037	0,040	—	0,30	0,50	1,32	7,4	А. И. Ермишкина
99,90	0,040	0,190	0,002	0,09	0,10	1,10	7,6	»
99,59	—	—	—	—	—	—	10,4	Г. А. Корзина
99,98	0,033	0,004	0,0005	0,13	0,54	2,77	8,8	К. В. Горшкова

осолонявшегося бассейна развиты более бедные магнием породы, чем по западной его периферии. Этот парадоксальный факт получает есте-

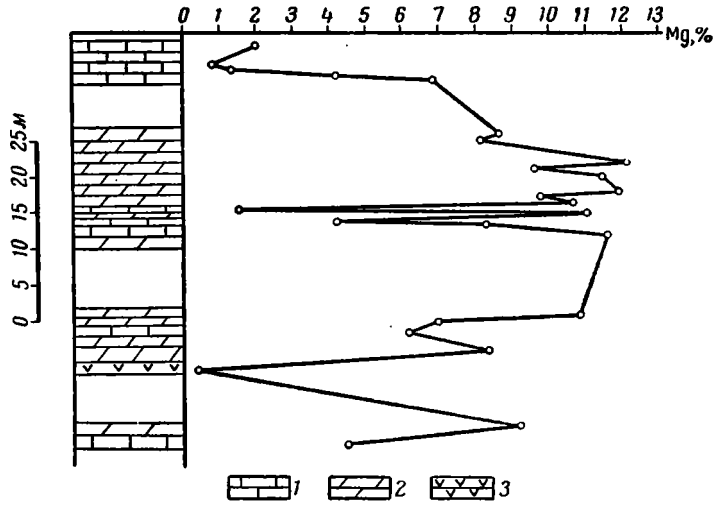


Рис. 64. Распределение магния в кунгурских карбонатных породах Муханово (по данным 25 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — гипсы и ангидриты.

ственное объяснение, если учесть, что соленость бассейна достигла здесь такой величины, что садка доломитов сопровождалась усиливающимся

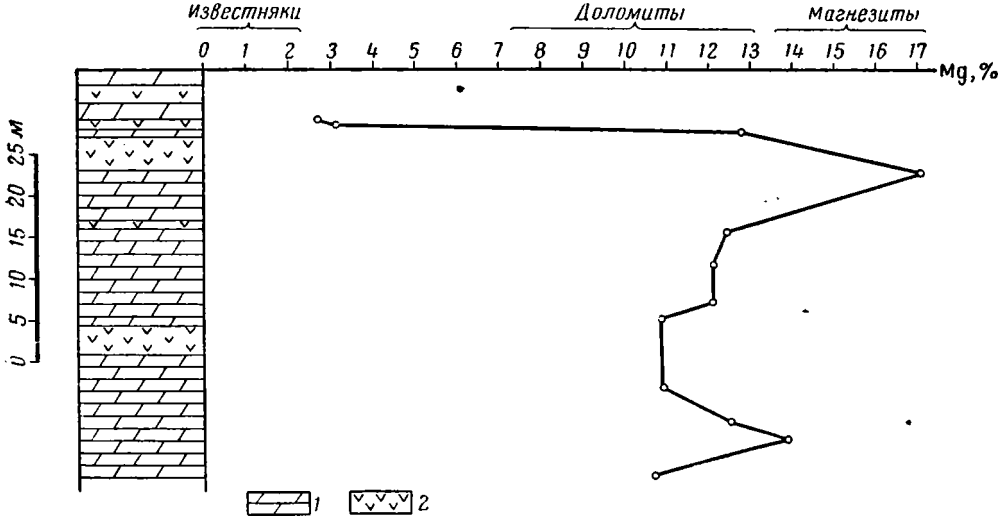


Рис. 65. Распределение магния в кунгурских карбонатных породах Горького (по данным 12 послойных анализов).

1 — доломиты; *2* — гипсы и ангидриты.

во времени совместным выпадением в осадок сульфатов кальция. Нижнепермские породы этой зоны являют массу примеров смешанных сульфатно-доломитовых пород, часто почти не разделимых механически. Доломиты и ангидриты пронизывают друг друга, образуя неправильной

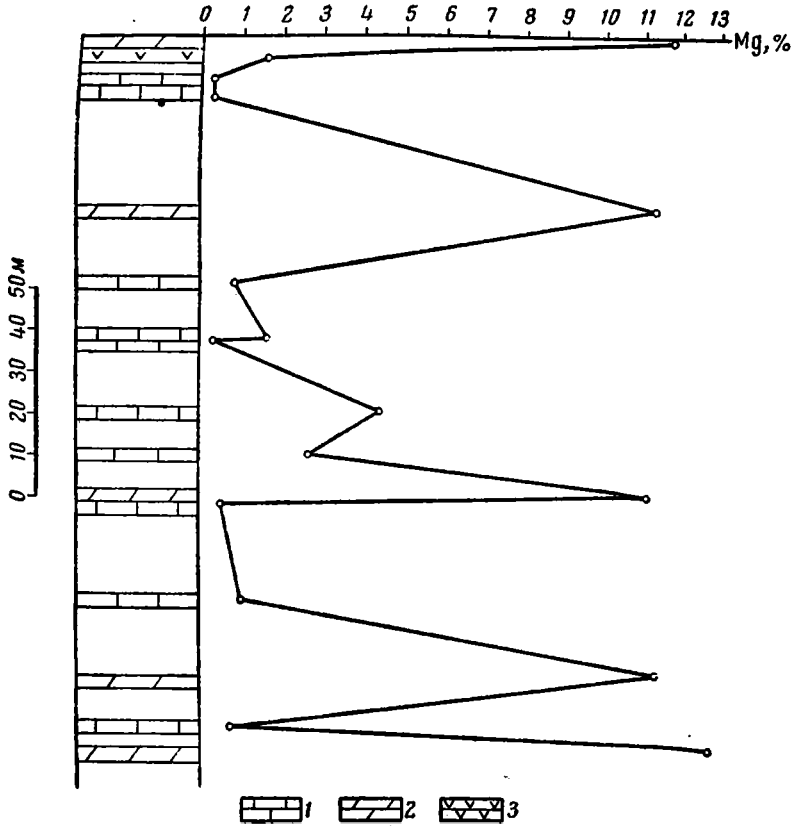


Рис. 66. Распределение магния в кунгурских карбонатных породах Туймазы (по данным 16 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — гипсы и ангидриты.

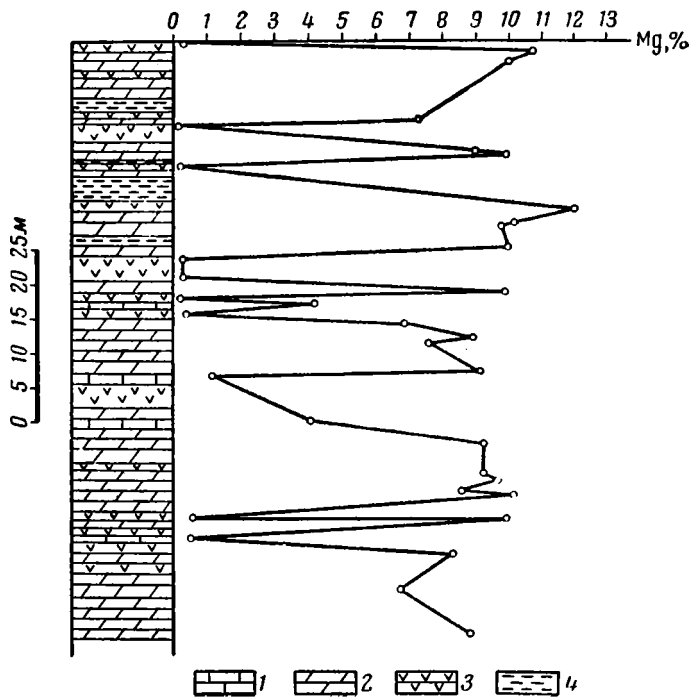


Рис. 67. Распределение магния в кунгурских карбонатных породах Кельтмы (по данным 35 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — гипсы и ангидриты; *4* — глины.

формы гнезда, включения, пятна, тонкое переслаивание и т. п. При составлении средних проб или отборе образцов для отдельных анализов часто бывает практически невозможно полностью разделить сульфатные

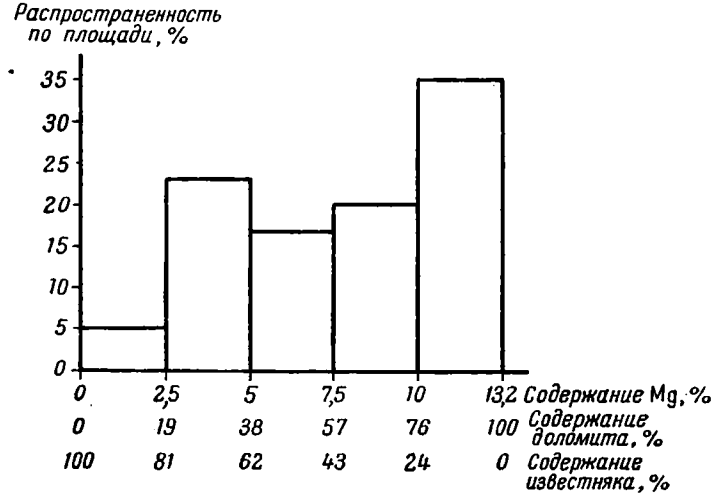


Рис. 68. Распространенность нижнепермских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (1 060 000 км²).

и карбонатные породы. По этой причине химические анализы сплошь и рядом показывают значительное, а иногда очень высокое содержание SO_3, что при пересчете как бы понижает среднее процентное содержание

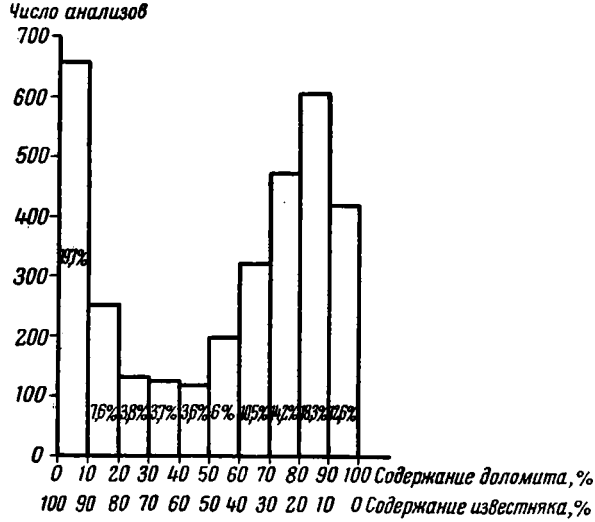
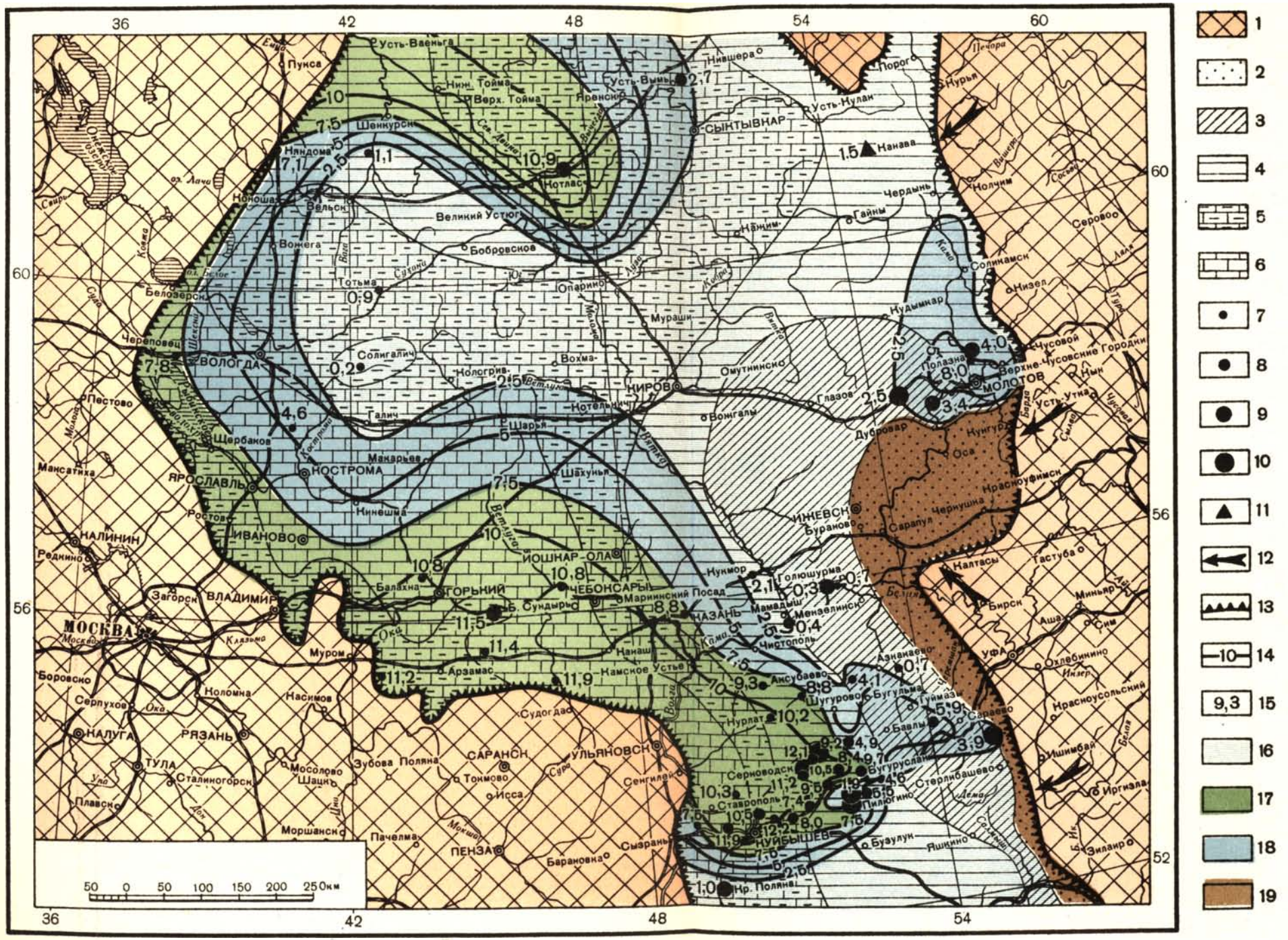


Рис. 69. Распределение анализов нижнепермских карбонатных пород с разным содержанием доломита (по данным 3343 анализов).

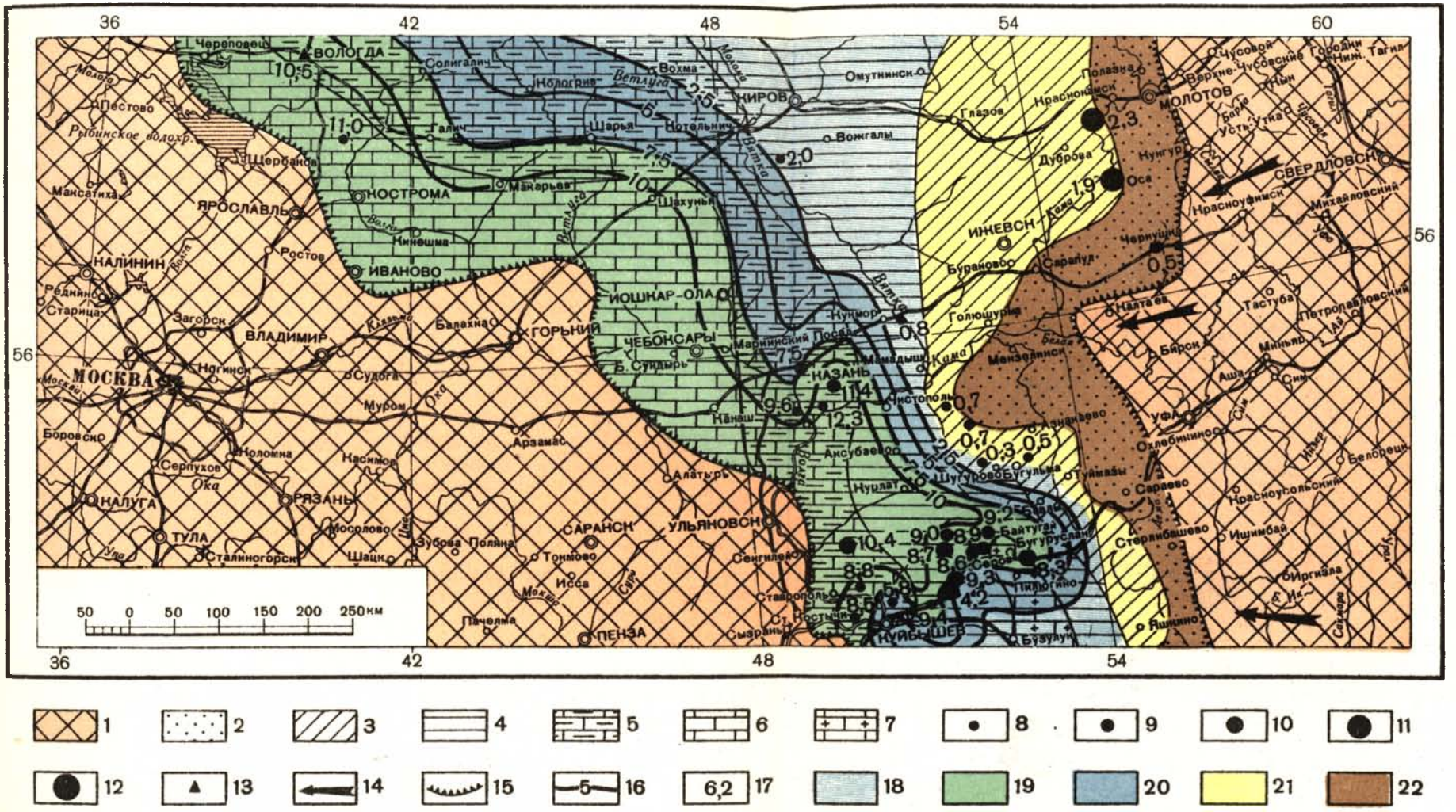
магния в породе (табл. 12, см. 322 стр.). В результате создается ложное представление об отсутствии чистых доломитов. Если бы пересчеты анализов велись с исключением сульфатов, то содержание магния в карбонатной части пород возросло бы в ряде мест до 10 и более процентов.



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

Рис. 70. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах спириферовых слоев казанского яруса верхней перми Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — красноцветные пески и глины; *3* — чередование красноцветных и морских песчано-глинистых пород с редкими прослоями известняков; *4* — чередование морских песчано-глинистых и карбонатных пород; *5* — карбонатные породы с подчиненными прослоями глин; *6* — карбонатные породы; *7* — менее 10 послойных анализов; *8* — 10—25 послойных анализов; *9* — 25—50 послойных анализов; *10* — 50—100 послойных анализов; *11* — средние пробы из 25—50 образцов; *12* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *13* — граница областей размыва; *14* — линии равного содержания магния (в %); *15* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *16* — области преимущественного распространения известняков; *17* — области преимущественного распространения доломитов; *18* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *19* — континентальные осадки.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

12 13 14 15 16 6,2 17 18 19 20 21 22

Рис. 71. Литолого-геохимическая карта распределения магния в карбонатных породах конхиферовых слоев казанского яруса верхней перми Русской платформы.

1 — области размыва; *2* — красноцветные пески и глины; *3* — чередование красноцветных и морских песчано-глинистых пород с известняками; *4* — чередование морских и лагунных песчано-глинистых, карбонатных и сульфатных пород; *5* — карбонатные и сульфатные породы с тонкими прослоями песков и глин; *6* — карбонатные и сульфатные породы; *7* — карбонатные породы, гипсы, ангидриты и каменная соль; *8* — менее 10 послойных анализов; *9* — 10—25 послойных анализов; *10* — 25—50 послойных анализов; *11* — 50—100 послойных анализов; *12* — более 100 послойных анализов; *13* — средние пробы менее чем из 10 образцов; *14* — направление переноса обломочного материала и вероятные пути стока пресных вод; *15* — граница областей размыва; *16* — линии равного содержания магния (в %); *17* — среднее содержание магния в разрезе (в %); *18* — области преимущественного распространения известняков; *19* — области преимущественного распространения доломитов; *20* — области распространения карбонатных пород, переходных между известняками и доломитами; *21* — прибрежно-морские и континентальные осадки; *22* — континентальные осадки.

Как и следовало ожидать, измерение площадей по карте установило резкое преобладание доломитов над известняками (рис. 68; табл. 5). Те же результаты дала статистическая обработка результатов химических анализов нижнепермских карбонатных пород (рис. 69).

2. Казанский ярус верхней перми (рис. 70 и 71)

В уфимское время развивались мощные эпейрогенические поднятия западного склона Урала. Следствием этого явилось усиление эрозии молодых горных сооружений; огромные массы крупного и мелкого обломочного материала выносились водными потоками на платформу, отлагаясь на дне многочисленных континентальных водоемов, и дали начало красноцветным песчано-глинистым толщам уфимской свиты Волго-Уральской области.

В спириферовое время в западных районах, тяготеющих к бассейну Волги, произошло опускание земной коры, создавшее пути для новой трансгрессии, пришедшей сюда с севера — из бореального моря, связь с которым осуществлялась через область Малоземельской тундры и Печорский край (Тихвинская, 1949). На востоке в это время продолжались поднятия Уральской горной страны, эрозия которой попрежнему поставляла большие массы терригенного материала. Обильные осадки, выпадавшие в горах, питали многочисленные реки, переносившие обломочный материал в платформенный бассейн, создавая зону опреснения по восточной его периферии. В противоположность этому, к западным берегам бассейна, как и в предыдущие эпохи, примыкала низменная суша, отличавшаяся аридным климатом и сложенная карбонатными и сульфатными породами. Она испытывала весьма медленное поднятие, которое почти не сопровождалось эрозией, вследствие безводности территории. Различия в режиме движений и в физико-географических условиях восточного и западного берегов обусловили появление в бассейне четко выраженной литолого-фациальной зональности. В опресненном водоеме Предуральского передового прогиба накапливались красноцветные глины, пески и конгломераты (рис. 70). Нижнеказанское море трижды трансгрессировало на восток, вторгаясь в область красноцветов. В результате возникло зубчатое сцепление континентальных красноцветных и морских сероцветных песчано-глинистых формаций. В этой промежуточной зоне встречаются прослои почти лишенных магния известняков (0,3—0,7% Mg). В породах описана обедненная фауна солоноватоводного облика (Форш, 1951). Е. И. Тихвинская (1949) предполагает, что море здесь «представляло собой архипелаг мелей и островов, отделявших зону приуральского опресненного водоема от открытых пространств нижнеказанского моря центральных зон Русской платформы. Вдоль этой барьерной полосы отмелей и островов происходило слияние опресненных приуральских вод с водами нормального морского химизма, господствовал солоноватоводный морской режим, садились на дно остатки пермских наземных фауны и флоры и красноцветные осадки, обогащенные медистыми соединениями».

Далее на запад следует полоса морских песчано-глинистых и карбонатных осадков, циклически чередующихся друг с другом. М. Э. Ноинский и Н. Н. Форш выделяют три таких цикла. В основании каждого из них залегают глины и глинистые мергели с бедной морской фауной прибрежного характера (главным образом лингулы и мелкие пелециподы). Далее следует толща переслаивания различных песчаников, глин, мергелей и известняков с морской фауной (мелкорослые брахиоподы, мшанки, одиночные кораллы, пелециподы и остракоды). Третий элемент цикла сложен преимущественно карбонатными породами с разнообраз-

ными крупными экземплярами фауны. Здесь в изобилии встречаются брахиоподы, представленные большим числом видов, мшанки, криноидеи, одиночные кораллы, пелециподы и гастроподы. Цикл завершается отложением мергелей и глин с богатой морской фауной, которая кверху постепенно беднеет. В кровле наблюдаются признаки размыва, а затем следуют лингуловые глины, начинающие собою следующий цикл. Распространенные в этой полосе карбонатные породы в восточных районах представлены преимущественно известняками (рис. 72), в западных районах — преимущественно доломитами (рис. 73). Еще далее на запад следует зона распространения карбонатных пород с тонкими прослоями глин и песчаников, которая сменяется по простиранию полосой чисто карбонатных пород; и, наконец, к западному берегу, в пределах Горьковского Поволжья, примыкает узкая зона карбонатных пород с маломощными прослоями глин. По мере движения на запад богатая и разнообразная фауна центральной части бассейна беднеет и обнаруживает признаки угнетения (появляются мелкорослые пелециподы и гастроподы). В этом же направлении известняки замещаются доломитами (рис. 74).

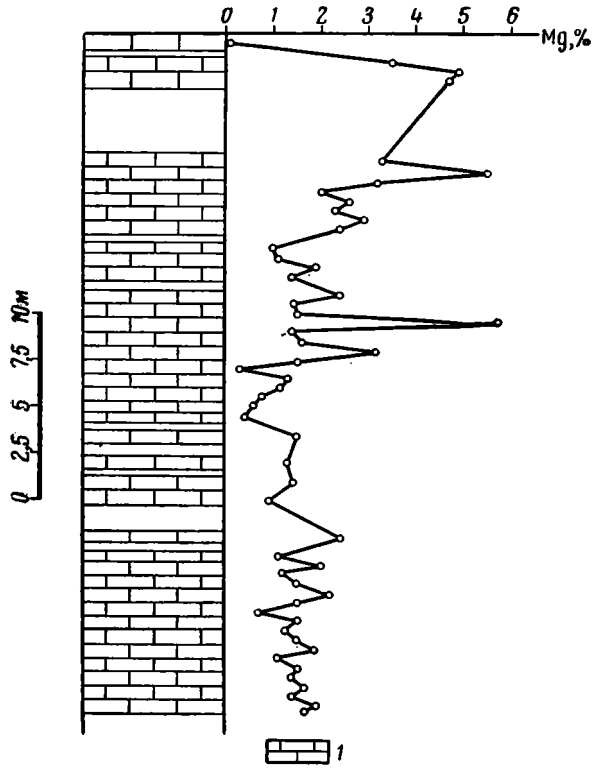


Рис. 72. Распределение магния в нижнеказанских карбонатных породах Садков (по данным 53 послойных анализов).

1 — известняки.

Распределение изолиний магния на карте (рис. 70) выявляет отчетливую картину закономерного обогащения нижнеказанских карбонатных слоев магнием в направлении с востока на запад, т. е. от Приуралья, где среди терригенных пачек отлагались почти чистые прослои известняков, к Горьковскому и Среднему Поволжью, где происходила преимущественно садка доломитов. Наблюдаемое на карте распределение отображает различия в геологических и геохимических условиях, существовавших на разных берегах нижнеказанского бассейна. Как было показано выше, на восточной его периферии морские воды разбавлялись пресными водами рек и потоков, стекавших с Уральских гор. Под распресняющим воздействием кислых уральских вод зона доломитообразования была оттеснена к западной мелководной окраине бассейна, где притока пресных вод с соседней платформенной суши почти не было, и здесь, в условиях аридного климата и связанного с ним усиленного выпаривания, в щелочной среде морского раствора создалась обстановка, благоприятная для выпадения преимущественно доломитовых осадков.

Локальная зона накопления доломитовых осадков намечается в Молотовском Прикамье. Вероятно, здесь существовала изолированная лагуна, в которую не поступали пресные уральские воды. Характерно, что на

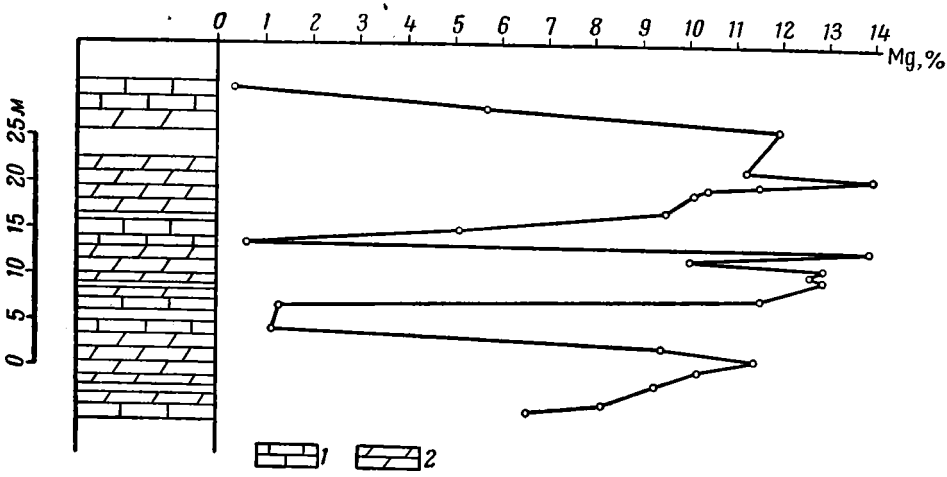


Рис. 73. Распределение магния в нижнеказанских карбонатных породах Бугуруслана (по данным 25 послойных анализов).

1 — известняки; 2 — доломиты.

широте г. Молотова выклинивается зона приуральских красноцветов, свидетельствуя тем самым, что с этой части Урала интенсивного сноса обломочных пород почти не было.

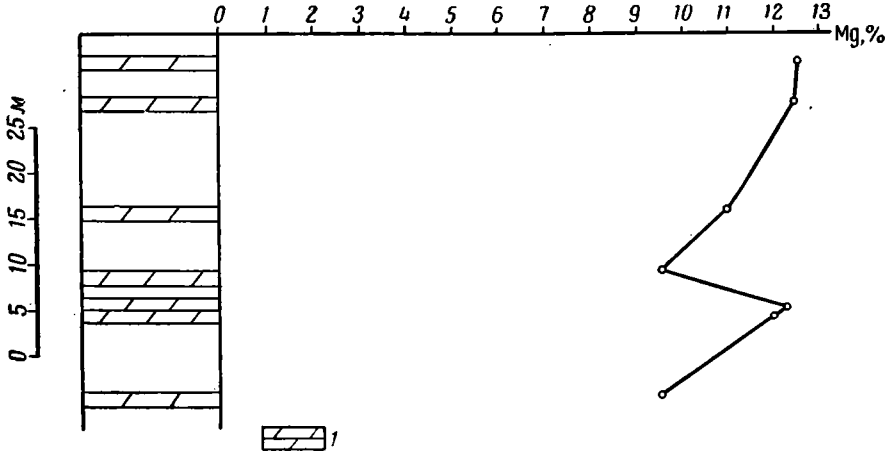


Рис. 74. Распределение магния в нижнеказанских карбонатных породах Аскульской площади (по данным 7 послойных анализов).

1 — доломиты.

Среди нижнеказанских отложений известняки распространены значительно шире доломитов (табл. 5, рис. 75 и 76).

Верхнеказанскому времени (рис. 71) предшествовали значительные поднятия и размывы, особенно сильные в западных районах Русской платформы. В конхиферовое время нарушилась нормальная связь бассейна с открытым морем, лишь периодически восстанавливаясь

через узкий Притиманский пролив. Е. И. Тихвинская (1949) насчитывает три периода притока морских вод в центральные части бассейна и три периода его полной изоляции. Соответственно этому, трижды в течение

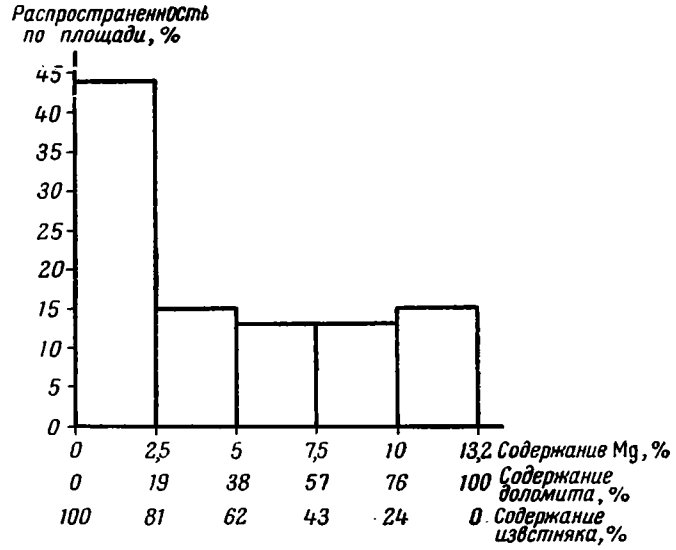


Рис. 75. Распространенность нижнеказанских известняков доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (910 000 км²).

века осаждались карбонатные осадки, охарактеризованные эвригалинной фауной пелеципод и гастропод, и трижды накапливались гипсоносные немые образования. Режим тектонических движений восточного

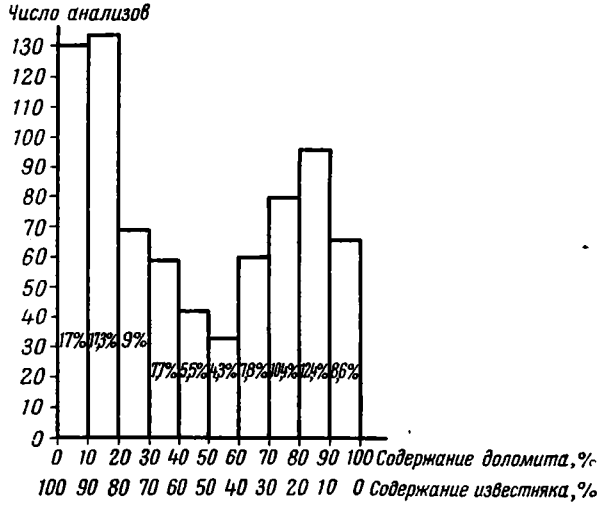


Рис. 76. Распределение анализов нижнеказанских карбонатных пород с разным содержанием доломита (по данным 720 анализов).

и западного берегов верхнеказанского бассейна почти не изменился по сравнению с нижнеказанским веком. По этой причине сохранилось большое сходство в литолого-фациальной зональности бассейна. Смести-

лось лишь несколько к западу положение границ между зонами вследствие дальнейшего продвижения на запад Уральских горных поднятий. Вместе с тем произошли значительные качественные изменения в составе осадков и в органическом мире.

В конхиферовое время вдоль Уральских предгорий тянулся пояс накопления дельтовых красноцветных осадков, в пределы которого трижды вторгалось море, затем уходившее. Следы этих перемещений

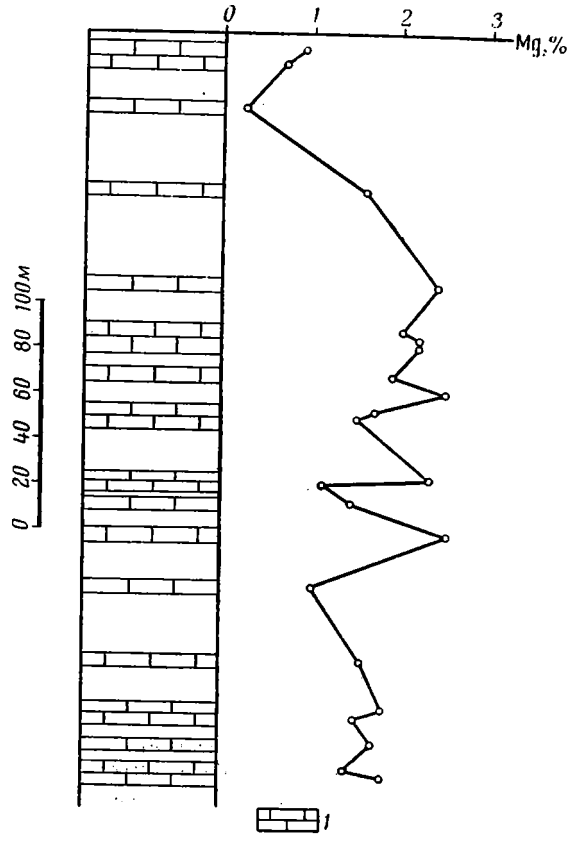


Рис. 77. Распределение магния в верхнеказанских карбонатных породах Осы-Беляевки (по данным 23 послойных анализов).

1 — известняки.

запечатлелись в разрезах в виде клиньев карбонатных и глинистых пластов в красноцветах и песчано-глинистых континентальных пачек в лагунно-морских осадках. Отсутствие правильных и устойчивых границ вынудило нас ввести на карте переходную зону. Распространенные в ней прослои карбонатных пород представлены чистыми известняками, почти лишенные магния (рис. 77). Известняки пронизаны пустотами и содержат пресноводную фауну пелеципод и остракод (Форш, 1951). По направлению к западу красноцветы выклиниваются и вместо них появляются серые глины и песчаники; известняки постепенно замещаются доломитами, часто гипсоносными, в разрезах появляются пачки гипсов, мощность которых увеличивается к югу (рис. 78). В районе Бугуруслана и к югу от него к ним присоединяется толща каменной соли, достигающая 50—60 м мощности. Состав карбонатных пород по мере продвижения

на запад быстро изменяется, обогащаясь магнием. В широкой полосе, примыкающей к западному берегу бассейна, распространены преимущественно доломиты, в которых среднее содержание магния превышает 10%. В Татарии доломиты ритмически чередуются с немыми песчаниками, глинами, мергелями, мощными прослоями гипсов и содержат включения целестина, вторичного стронционита и флюорита. Все это большей частью лагунные образования с редкими прослоями морских пород, заключающих бедный в видовом отношении, но подавляющий своей численностью

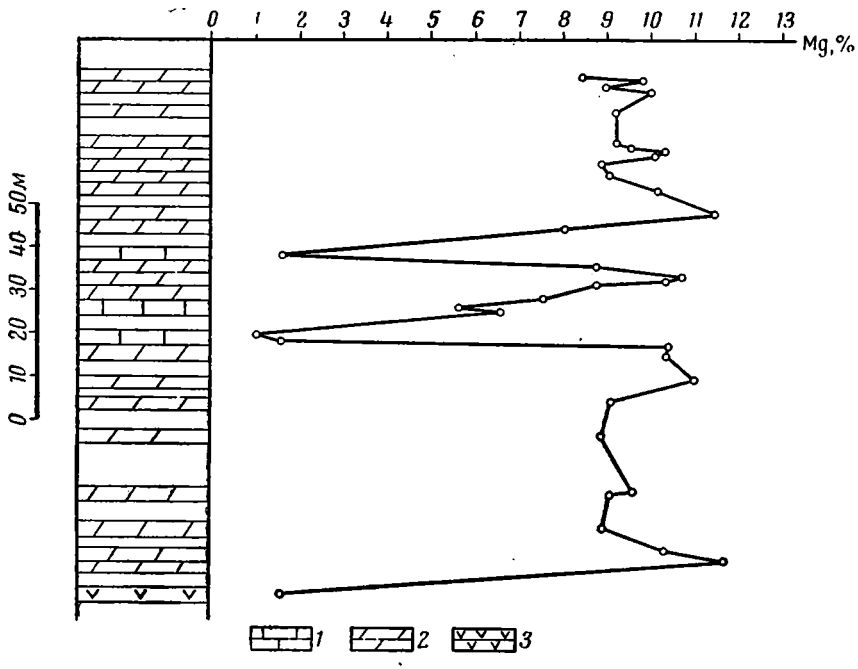


Рис. 78. Распределение магния в верхнеказанских карбонатных породах Ново-Заглядино (по данным 35 послойных анализов).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — гипсы.

комплекс пелеципод, гастропод и остракод. Брахиоподы теряют господствующее положение, многие виды их и даже целый род *Spirifer* вымирают. Сохраняется всего лишь несколько видов, выдерживающих наи-

Анализы установленных средних проб карбонатных

Местонахождение отбора средних проб	Число образцов в пробе	Стратиграфический интервал	Весовые про						
			Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	П. п. п.
Кельтма .	40	$P_2^{kaz_1}$	15,26	1,42	42,76	2,39	35,21	0,74	1,61
Вологда . .	8	$P_2^{kaz_2}$	1,30	0,20	35,48	17,02	43,25	3,36	0,07

большие уклонения от нормальных морских условий (*Productus cancrini* Vern., *Athyris pectinifera* Sow., *Dielasma elongatum* Schloth. и др. (Форш, 1951).

В направлении к северо-западу прослои обломочных пород из разрезов исчезают и в широкой прибрежной зоне распространены лишь доломиты с прослоями гипсов. Представление о химическом составе их дает анализ средней пробы карбонатной толщи Вологды (табл. 13).

Измерения площадей по карте показывают примерно одинаковую распространенность конхиферовых известняков и доломитов (рис. 79). Гра-

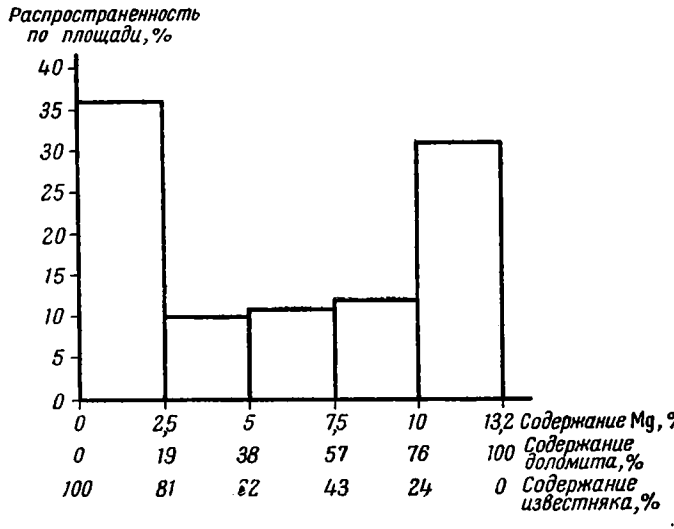


Рис. 79. Распространенность верхнеказанских известняков, доломитов и переходных между ними пород в процентах от общей площади карбонатных отложений (410 000 км²).

фик распределения же указывает на бо́льшую частоту анализов известняков (рис. 80). Есть основание полагать, что оба графика в той или иной степени искажают природные соотношения. Во-первых, площади распространения карбонатных пород неверно отображают объемные пропорции, так как мощности прослоев и пачек конхиферовых известняков на вос-

Таблица 13

толщ казанского яруса (P_2^{kaz}) Русской платформы

центы				10^{-3}%			Среднее содержание Mg в пробе (в %)	Аналитик
Сумма	Cl	Sr	Ba	Co	Ni	Cu		
99,39	0,037	0,020	0,017	0,86	0,89	1,44	1,5	К. В. Горшкова
100,68	—	—	—	—	—	—	10,5	А. И. Ермишкина

токе значительно уступают мощностям доломитов на западе. Во-вторых, известняки восточных районов чаще анализировались, так как распро-

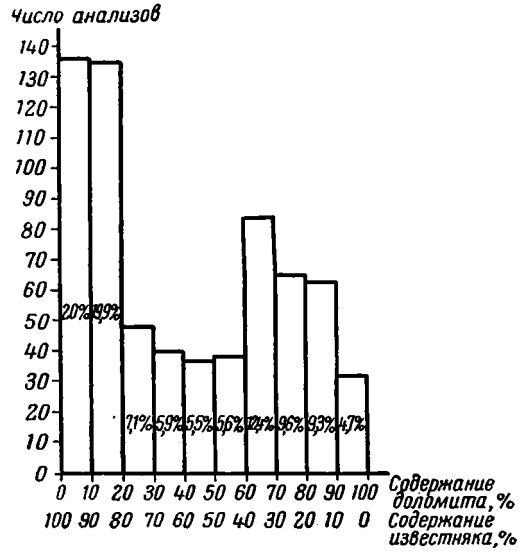


Рис. 80. Распределение анализов верхнеказанских карбонатных пород с разным содержанием доломита (по данным 678 анализов).

странены в хорошо разбуренных нефтеносных районах, тогда как северо-западные площади развития доломитов химически почти не изучены.

VI. ФАЦИАЛЬНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ И ИЗВЕСТНЯКОВ

Займемся подведением итогов. Огромный фактический материал, рассмотренный в предыдущих главах, раскрыл перед нами для всех изученных стратиграфических интервалов не случайную, а строго закономерную, зональную картину размещения известняков и доломитов на площади Русской платформы. Детали этой картины в ряде случаев еще ускользают, но наиболее крупные и характерные черты изменения химического состава карбонатных пород по площади и разрезам уловлены правильно с помощью серии количественных литолого-геохимических карт и графиков послойного распределения магния. На многочисленных примерах удалось установить, что изменение химического состава карбонатных толщ сопровождается последовательным изменением ископаемых организмов, от их многообразия и пышного развития в зонах распространения магнезиально-чистых известняков до крайнего обеднения, угнетения, а в ряде случаев исчезновения целых родов и классов в зонах развития доломитов и сопутствующих им сульфатных пород. Строгий параллелизм в развитии этих двух независимых переменных дал основание заключить, что изменения происходили под влиянием общей причины, а именно — вследствие увеличения или уменьшения солености вод бассейна. Чем выше становилась концентрация морского раствора, тем большее количество доломитового вещества захватывалось из него в осадок. Одновременно менялась и фауна. Стеногалинные формы (кораллы, мшанки, иглокожие, большинство брахиопод и т. д.) постепенно вымирали, замещались эвригалинными (пелециподы, гастроподы, остракоды и др.). При достижении определенного значения концентрации гибли

и они. Обычно этот момент знаменуется появлением в разрезе мощных пачек гипсов и ангидритов, переслаивающихся с доломитами. Преобладающая масса известняков платформы имеет органогенное происхождение. Видовой состав заключенной в них фауны закономерно изменяется от берега вглубь бассейна. В непосредственной близости от побережья, в зоне прибоя и взмучивания, обычно недалеко от устьев рек, где садились основные массы обломочного материала и где особенно сильно сказывалось распреснение вод моря, возникали условия, неблагоприятные для развития некоторых организмов. Здесь обитала лишь небогатая специфическая фауна, приспособленная к разбавленной морской воде и сильным волнениям. Так, например, в среднем карбоне у самого берега моря, там, где формировались грубые косослоистые известковые пески, галечники и эоловые известняки, где море изобиловало островами и отмелями, там обитали лишь одиночные и колониальные кораллы, фузулиниды и сверлящие моллюски (Страхов, 1951; Хворова, 1948, 1949, 1953). По мере удаления от берега к области моря с нормальной соленостью фауна становилась обильней и разнообразней (брахиоподы, мшанки, криноидеи, морские ежи, двустворки, трилобиты и др.). Затем, по мере увеличения солености вод, намечается обратный процесс постепенного обеднения и угнетения фауны. Аналогичные примеры были рассмотрены выше: для верхнего девона — у берегов Воронежского массива, для нижней перми — в приуральском побережье и т. д. Эти соотношения приводят нас к выводу, что площади современного распространения доломитов, как правило, достаточно близко совпадают с областями доломитообразования на дне палеозойских морей Русской платформы. Процессы вторичной доломитизации известняков не имели регионального значения и роль их многими исследователями сильно преувеличена. Это не означает, что мы исключаем возможность перераспределения магния внутри осадка в стадию раннего диагенеза. Наоборот, вероятность такого процесса весьма убедительно показана Н. М. Страховым и его сотрудниками на примере верхнекаменноугольных карбонатных толщ Самарской Луки (Страхов, 1956). Можно лишь уточнить некоторые выводы. В зонах сплошного распространения доломитов, где отсутствуют линзы чистых известняков, ранний диагенез вряд ли вносил существенные изменения в первичное распределение магния в осадке. Изменялась, быть может, минералогическая форма его нахождения. В зоне, переходной между областями распространения доломитов и чистых известняков, примером которой как раз и является верхний карбон Самарской Луки, наиболее часто наблюдаются следы перераспределения магния в толще осадка, запечатлевшиеся в чередовании макро- и микролинз карбонатов, обогащенных магнием (доломиты) и бедных ими (известняки). Примеры подобных соотношений многочисленны и наблюдаются в карбонатных толщах всех возрастов. Весьма вероятно, что таково же происхождение редких прослоев доломитов в зоне распространения магнезиально-чистых известняков. Вместе с тем, мы твердо уверены, что основным источником магния в осадках были воды материнского бассейна. Мы повторили подсчеты Н. М. Страхова (1956), охватив несравненно бо́льшую территорию и почти весь палеозойский разрез, и пришли к тем же выводам. Запасы магния, заимствуемые из выше- и нижележащих карбонатных толщ или из пластовых вод, совершенно недостаточны для того, чтобы обусловить региональное развитие доломитов. Эти факторы могли вызывать лишь локальные явления вторичной доломитизации. Зональность в распределении карбонатных пород на площади и согласованность в изменении химического состава пород и фауны — вот основные и наиболее веские аргументы против регионального распространения вторичных доломитов. Если допустить широкое развитие вторичной доломитизации, то

литолого-геохимические карты отобразили бы не закономерную, а случайную, хаотическую картину распределения известняков и доломитов, напоминающую лоскутное одеяло. Сказанное отнюдь не означает, что мы полностью отрицаем вторичную доломитизацию пород. Примеры ее многочисленны. Прослои и пачки доломитов с характерными признаками вторичного образования чаще всего наблюдаются в разрезах, тяготеющих к промежуточной зоне между областями распространения чистых известняков и чистых доломитов. К числу этих признаков, описанных в ряде специальных исследований (Ноинский, 1913; Страхов, 1951; Теодорович, 1949, 1950; Хворова, 1953, и др.), относятся: тонкозернистость доломита, следы растворения скелетных остатков, наличие ископаемой фауны, в которую по краям внедряются ромбоэдры доломита, переход по простиранию в органогенные известняки и т. д.

Рассмотренный выше материал позволил нам подойти к пониманию причин зонального распределения карбонатных пород. На многочисленных примерах, охватывающих все без исключения интервалы стратиграфической шкалы, было показано, что зональность в современном распределении известняков и доломитов, отображающая зональность в концентрации морских вод, была обусловлена тектоническим режимом континента, примыкавшего к бассейну или окружавшего его. Тектонический режим, как известно, определял рельеф водосборных бассейнов и берегов, а следовательно, при прочих равных условиях (прежде всего климатических), и количество пресных вод, поступавших с суши в море. Прибрежные области материка, испытывавшие интенсивные поднятия, геоморфологически выразившиеся в образовании возвышенного, а в ряде случаев — горного рельефа, не только питали прилегающие участки морского бассейна обломочными материалами, но обусловили также своим речным стоком опреснение морского бассейна. Глубина зоны опреснения была пропорциональной интенсивности поднятий материка, высоте его рельефа и объему стекавших с него речных вод. Так, например, интенсивные поднятия каледонских горных сооружений не только обусловили в Главном девонском поле последовательную смену франских терригенных пород, от грубых красноцветных песков к глинам и мергелям, но своим мощным речным стоком вызвали и распреснение бассейна, которое запечатлелось в зональности карбонатных пород от лишенных магния известняков на северо-востоке (рис. 7) до доломитов и мергелей на юго-западе (в Прибалтике). Детально прослеженное Р. Ф. Геккером закономерное изменение в этом направлении комплексов фауны не оставляет сомнений в том, что мы имеем здесь дело с первичным процессом изменения солености вод. Области доломитообразования, если сравнивать их положение с живетским веком (рис. 3), были оттеснены потоком пресных вод от тектонически активной суши к противоположному берегу, который, как мы уже видели, был тектонически спокойным и безводным. Аналогичное явление установлено для сакмарского, артинского и казанского бассейнов (рис. 70 и 71). Рост Уральских горных цепей, сопровождавшийся интенсивным речным стоком и сносом колоссальных масс обломочного материала в Предуральский передовой прогиб и прилегающие к нему участки Русской платформы, обусловил распреснение восточных окраин бассейна и миграцию областей доломитообразования к западному пустынному и пенепленизированному побережью, почти совсем лишенному речной сети. И в этом случае изменению химического состава карбонатных пород, от прослоев чистых известняков на востоке к доломитам на западе, сопутствует изменение видового состава фауны. При поднятии и размыве противоположных берегов моря, как это было, например, в среднекаменноугольную эпоху, области доломитообразования мигрировали по направлению к центральным пространствам бассейна,

причем дальность их отступления от берега была пропорциональной интенсивности тектонических поднятий водосборной площади каждого из берегов. Мощные поднятия Зауральской суши, сопровождавшиеся интенсивной речной эрозией и сносом многих сотен тысяч кубических километров обломочных частиц в пределы современного восточного склона Урала (Ронов, 1949₁), вызвали значительное распреснение восточных окраин бассейна и перемещение зоны доломитообразования более чем на 1000 км к западу. Медленные же поднятия западного и южного берегов среднекаменноугольного моря, с которых речной сетью было снесено всего лишь около 5000 км³ терригенного материала (Ронов, 1949₁), дали во много раз меньший эффект распреснения, переместив зону доломитообразования всего лишь на 100—200 км к востоку и к северу от побережья. Более активные поднятия западных берегов в визейском веке (рис. 26) имели своим следствием более далекую миграцию области доломитообразования на восток. Число примеров можно значительно увеличить, но и сказанного вполне достаточно для доказательства положения, что тектонический режим водосборной площади материка, в конечном счете, обусловливает зональность в солености вод и размещении известковых и доломитовых осадков на дне прилегающего к нему бассейна. В течение тектонического этапа области доломитообразования неоднократно перемещаются по площади бассейна, причем в срединные периоды этапа, как правило, они тяготеют к центральным, пелагическим частям бассейна, тогда как в начальную и конечную стадии, т. е. во время и вскоре после поднятия складчатых сооружений, поток пресных материковых вод смещает зону доломитообразования к противоположному, тектонически спокойному берегу. В свете этих данных мы не можем согласиться с Н. М. Страховым, который считает, что доломиты «тяготеют к мелководью, к шельфовой полосе, известняки же часто характеризуют пелагические части бассейна» (1952). В действительности же, для более длительных отрезков времени соотношения диаметрально противоположны.

В истории карбонатонакопления весьма важная роль принадлежала климату, который, как бы накладываясь на действие ведущего тектонического фактора, то усиливал, то ослаблял его. Так, например, теплый и влажный морской климат франского века резко усилил сток пресных вод с каледонских поднятий, вследствие чего, как никогда в истории палеозойских карбонатных морей, сократилась площадь области доломитообразования. Наоборот, аридные климатические условия данково-лебедянского времени, сочетаясь с ослаблением интенсивности тектонических поднятий Западной суши, привели к уменьшению стока пресных вод с континента и усилили испарение с водной поверхности мелководного бассейна. Вследствие этого возросла соленость морской воды и многократно увеличилась, по сравнению с франским веком, площадь области доломитообразования. Более того, произошло качественное изменение состава осадков и, наряду с садкой доломитов, началось массовое выпадение из раствора гипсов и ангидритов. Вопрос о климатической зональности Русской платформы в среднем и верхнем палеозое неоднократно рассматривался Н. М. Страховым (1945, 1948, 1951). Наши карты полностью подтверждают правильность его схем и позволяют уточнить положение границ северной аридной зоны в разные периоды среднего и верхнего палеозоя.

Измерения площадей, произведенные по картам, позволили выявить закономерную картину изменения распространенности известняков и доломитов в течение герцинского этапа осадконакопления (табл. 5, рис. 81). Кривые на графике отображают диаметрально противоположную направленность развития этих классов карбонатных пород, что хорошо передает зеркалоподобное распределение максимумов и минимумов на

кривых. Распространенность оценивалась нами в процентном выражении по отношению к общей изученной площади карбонатонакопления. Самое начало герцинского этапа (живетский век) характеризуется преобладанием доломитов над известняками. Затем, во франском веке, господствующая роль переходит к известнякам. В фаменском веке снова более распространенными породами становятся доломиты. В течение нижнего и среднего карбона количество известняков постепенно увеличивается, тогда как процент доломитов уменьшается, хотя они попрежнему остаются преобладающими породами. В верхнем карбоне и нижней перми роль известняков в общем балансе карбонатонакопления сходит на нет, а доло-

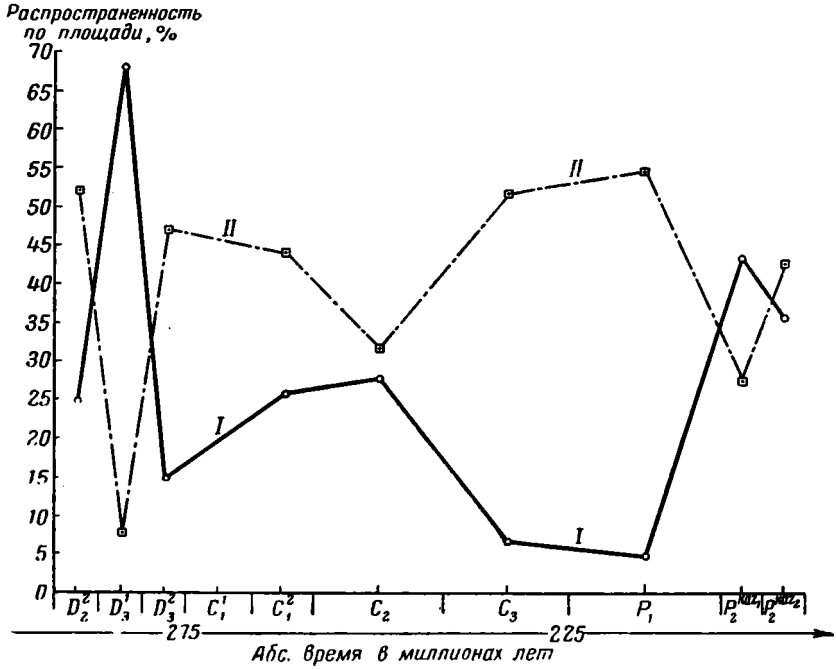


Рис. 81. Изменение распространенности известняков (*I*) и доломитов (*II*) в карбонатных толщах Русской платформы в течение герцинского этапа.

миты становятся резко преобладающими породами. В спириферовое время соотношения меняются и известняки развиваются на более обширной площади, чем доломиты. Этап заканчивается в конхиферовое время незначительным преобладанием доломитов.

Среди доломитовых толщ среднего и верхнего палеозоя Русской платформы выделяются два типа формаций, отличающихся одна от другой своим парагенезисом и временем появления. Первый тип доломитовой формации, шире всего распространенный в начале и конце герцинского тектонического этапа (девон и пермь), характеризуется совместным нахождением доломитов с гипсами и ангидритами, к которым иногда присоединяются каменная, реже — калийная соли. Комплекс этих пород ассоциирует обычно с красноцветной континентальной формацией, которая либо вмещает в себе доломитовую формацию, либо подстилает, перекрывает или замещает ее по простиранию. Образование этого типа доломитовой формации происходило в эпохи интенсивных поднятий в ближайшей активной геосинклинали, обычно в условиях крайне засушливого аридного климата. Сток пресных вод

с горных сооружений смещал область доломитообразования к противоположному, тектонически спокойному берегу.

Второй тип доломитовой формации, более всего развитый в срединные периоды герцинского этапа, представлен доломитами, переслаивающимися с подчиненными пачками известняков, реже — с маломощными прослоями гипсов и ангидритов. По простиранию доломитовая формация этого типа замещается органогенной известняковой формацией. Доломитовая формация второго типа распространена обычно в центральных зонах бассейна. Образование ее происходило в условиях незначительной тектонической активности берегов, при более

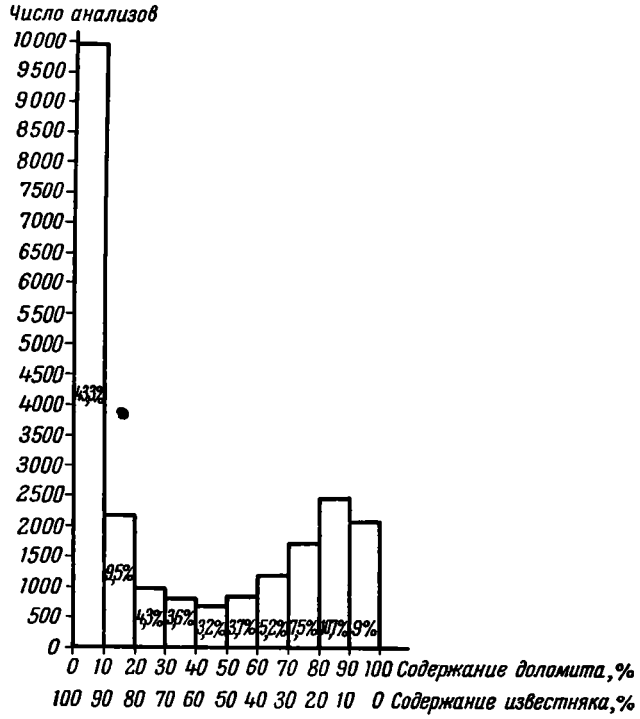


Рис. 82. Распределение анализов с разным содержанием доломита, составленное для карбонатных пород среднего и верхнего палеозоя Русской платформы (по данным 23 101 анализа).

умеренном и влажном климате, чем формации первого типа. Концентрация морских вод была ниже. Вследствие этого в породах чаще встречаются остатки ископаемой фауны и она носит менее угнетенный облик.

Мы пытались хотя бы приблизительно оценить распространенность средне- и верхнепалеозойских известняков и доломитов Русской платформы. Оценка велась с помощью двух методов. Оба они приближенные. Первый — метод статистического распределения, аналогичный тому, который был использован Ричардсоном для оценки распространенности кислых и основных изверженных пород. Нами было обработано 23 100 химических анализов карбонатных пород с разделением на 10 групп, в зависимости от содержания доломитовой молекулы. Как видно из графика (рис. 82), более 50% общего числа анализов приходится на известняки и лишь около 25% — на доломиты. Переходные разности пород встречаются сравнительно редко. Аналогичное распределение было получено Л. В. Пустоваловым (1940) для карбонатных пород из различных геологических систем Северной Америки (рис. 83). Для этого построения

Пустовалов использовал 1148 анализов, заимствованных из сводки Е. Штейдтмана. Сопоставление графиков 82 и 83, построенных по данным весьма удаленных друг от друга территорий, подтверждает правильность вывода о малой распространенности в осадочной оболочке переходных типов карбонатных пород. Весьма близкие, но все же отличные соотношения были получены с помощью метода измерения площадей распространения известняков и доломитов (рис. 84). Согласно этим данным, переходные разности карбонатных пород встречаются несколько чаще, чем это следует из метода статистического распределения.

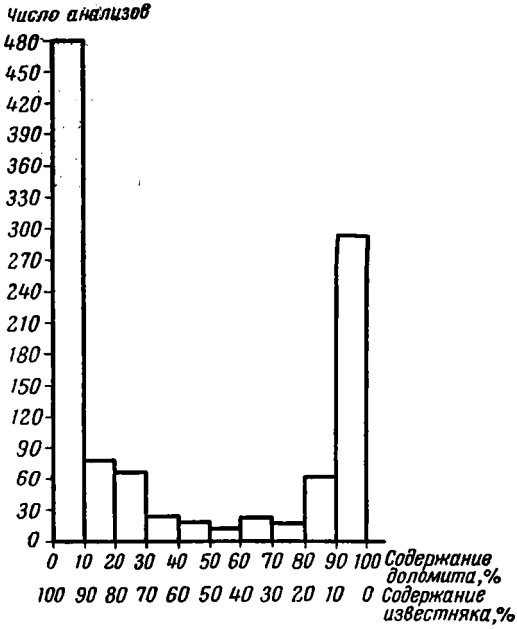


Рис. 83. Распределение анализов с разным содержанием доломита. Карбонатные породы Северной Америки (данные 1148 анализов, по Л. В. Пустовалову, 1940).

Наше исследование ставило перед собой не только теоретические задачи; результаты его могут быть использованы также для нужд практики. Литолого-геохимические карты, обобщая колоссальный аналитический материал, выявляют зоны преимущественного регионального распространения чистых разностей известняков и доломитов, которые, как известно, являются ценным сырьем в металлургии, химической, стекольной и некоторых других отраслях промышленности.

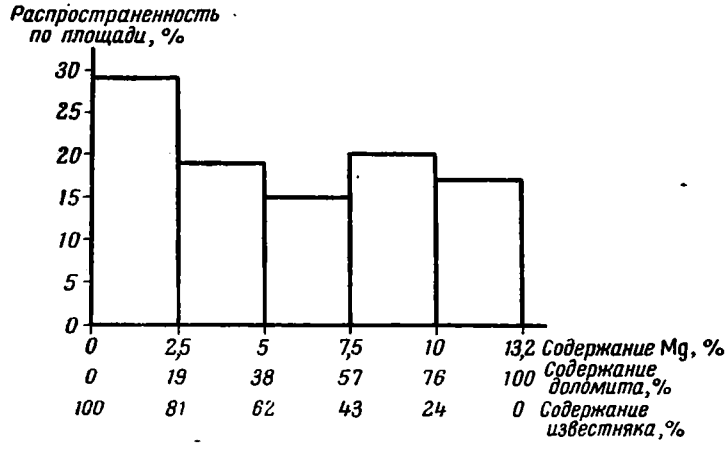


Рис. 84. Средняя распространенность девонских, каменноугольных и пермских известняков, доломитов и переходных между ними разностей в процентах от общей площади карбонатных пород в изученной части Русской платформы.

При организации поисков известняков и доломитов в том или ином районе Русской платформы с помощью карт можно заранее решить во-

прос, в каких горизонтах наиболее вероятно нахождение чистых разностей этих пород. Вместе с тем, выявленные закономерности зонального распределения известняков и доломитов имеют общий характер и позволяют делать обоснованные прогнозы при поисках карбонатного сырья в пределах других территорий.

Май 1954 г.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 2, М., Госгеолиздат, 1948.

Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы, т. 1. Палеозой. М.—Л., 1952.

Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. М., Гостоптехиздат, 1948.

Бархатова В. П. Няндомская скважина. Тр. Северн. геол.-развед. упр., 1940, вып. 8.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд. Акад. наук СССР, 1947.

Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1944, вып. 76.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Бирина Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы. М., Гостоптехиздат, 1953.

Бурова Е. Г. К геологии девонских отложений Тульского района. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. 1. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 1.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. 2. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. Доклады М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.

Геккер Р. Ф. Карбонатные породы девонских отложений Ленинградской области. Тр. Сев.-зап. геол.-развед. треста, 1933, вып. 2, 5—8.

Геккер Р. Ф. Стратиграфия и фауна верхнего девона Главного девонского поля Русской платформы и его фациальные изменения. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.

Геккер Р. Ф., Обручев Д. В. и Филиппова М. Ф. Отложения Главного девонского поля, ч. 5—7. Тр. Ленингр. геол.-развед. треста, 1935, вып. 9.

Геккер Р. Ф., Филиппова М. Ф. и Бархатова В. В. Отложения Главного девонского поля, ч. 1—4. Тр. Ленингр. геол.-развед. треста, 1932, вып. 2.

Домрачев С. М. Девон западного склона Среднего и Южного Урала. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.

Завидонова А. Г. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских и нижнепалеозойских отложений Калужского района. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.

Завидонова А. Г. О некоторых особенностях условий образования осадков в нижнем палеозое и девоне западной части южного склона Подмосковной котловины. В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР). М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.

Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Собр. соч., т. 2, М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М., Изд. Акад. наук СССР, 1949.

Колгина Л. П. Литология содержащих нефть отложений в нижнем отделе каменноугольной системы Нижнего Поволжья. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.

Кондратьева М. Г. и Федорова Т. И. Стратиграфическая характеристика девонских отложений Саратовской области. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.

Копелиович А. В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.

Ларионова Е. Н. и Петренева Н. И. Стратиграфия девона и додевонских отложений Молотовского Прикамья и Удмуртской АССР. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.

Лиепиньш П. П. К стратиграфической схеме девона Прибалтики. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.

Мельников А. М. Стратиграфия Татарской АССР. В кн.: Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948.
Миропольский Л. М., Солнцев Л. Ф. и Миропольская Г. Л. К изучению минералов в нижнефаменских отложениях на востоке Татарии и в смежных районах Башкирии. Изв. Казанск. филиала Акад. наук СССР, сер. геол. наук, 1954, № 2.
Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. М., Гостоптехиздат, 1949.
Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. М., Гостоптехиздат, 1950.
Ноинский М. Э. Самарская Лука. Тр. Общ. естествоиспыт. при Казанск. унив., 1913, 45, вып. 4—6.
Петровская А. Н. Литологический состав и стратиграфия верхнедевонских и каменноугольных отложений северо-западного Подмосковья по данным глубокого бурения в районе ст. Поваровка. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
Петровская А. Н. Нижнепалеозойские и девонские отложения Серпуховского района. В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР). М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950, вып. 111, геол. сер. (№ 39).
Пистрак Р. М. и Сытова В. А. О девонских и нижнепалеозойских отложениях западной части Московской синеклизы. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
Пустовалов Л. В. Ратовкит Верхнего Поволжья. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1937.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
Раузер-Черноусова Д. М. К палеогеографии центральной части Русской платформы в угленосное время. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 6.
Раузер-Черноусова Д. М. и Кулик Е. Л. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 6.
Ронов А. Б. Объемы и распространенность палеозойских пород Русской платформы и Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1945, 50.
Ронов А. Б. К вопросу о распространенности карбонатных пород. Доклады Акад. наук СССР, 1948, 61, № 3.
Ронов А. Б. 1. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). Тр. Геофиз. инст. Акад. наук СССР, 1949, № 3 (130).
Ронов А. Б. 2. Объемный метод изучения колебательных движений земной коры в применении к истории колебательных движений Европейской части СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 1.
Ронов А. Б. и Ермишкина А. И. Методика составления количественной литолого-геохимической карты. Доклады Акад. наук СССР, 1953, 90, № 5.
Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Метод установленных средних проб. Доклады Акад. наук СССР, 1952, 86, № 4.
Рухин Л. Б. Тектонические типы осадочных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. Доклады. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1953.
Семихатова С. В. Некоторые новые данные по стратиграфии и геологической истории карбона Русской платформы. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
Семихатова С. В. Некоторые черты режима осадконакопления и развития фауны в московском веке среднего карбона и в верхнем карбоне в южной части Доно-Медведицких поднятий. В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейской части СССР). М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
Семихатова С. В. и Меняйленко П. А. Каменноугольные отложения южной части Доно-Медведицких поднятий. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
Смирнова Н. В. К характеристике нижнепалеозойских и девонских отложений, вскрытых в районе г. Боровска. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
Соколова Н. Н. Петрография девонских отложений Молотовского Приуралья и палеогеография времени их образования. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
Степанов Д. Л. Верхний палеозой западного склона Урала. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951.
Страхов Н. М. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии. Сов. геол., 1945, № 6.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1—2, М., Госгеолиздат, 1948.
Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. (Опыт сравнительно-литологического исследования). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер., № 45.
Страхов Н. М. Проблема распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоемов. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. Доклады. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. Труды Геологического института АН СССР, вып. 4, 1956.
Сытова В. А. К стратиграфии палеозоя Пачелмского района. В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми — верхнего карбона Урало-Волжской области. Мат. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., 1949, вып. 13 (17).
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
Тихвинская Е. И. Основы палеогеографии востока Русской платформы в верхнепермское время. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 64, № 2.
Тихвинская Е. И. Девон Татарской АССР на фоне общего геологического строения республики. В кн.: Девон Русской платформы. Гостоптехиздат, 1953.
Тихий В. П. Стратиграфия отложений девона Среднего Поволжья и Заволжья. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
Тихонович Н. Н. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. М., Гостоптехиздат, 1951.
Толстихина М. М. Карбон и нижняя пермь востока Русской платформы и западного склона Урала. М., Госгеолиздат, 1941.
Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М., Госгеолиздат, 1952.
Ферсман А. Е. Геохимия России. Избр. труды, т. 2. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
Филиппова М. Ф. Девон центральных областей Русской платформы. В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. В кн.: Геология Поволжья. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951.
Хворова И. В. Батиальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 57, № 9.
Хворова И. В. Литологический очерк среднекаменноугольных отложений Касимовского района Рязанской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, № 4.
Хворова И. В. Об эоловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, № 2.
Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1953, 43.
Швецов М. С. История Московского бассейна в динантскую эпоху. В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 1, 1937, М., 1939.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Вып. 4. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 1956

Гл. редактор акад. *Н. М. Страхов.* Отв. редактор *Г. И. Бушинский*

А. И. ОСИПОВА

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ В ФЕРГАНСКОМ ЗАЛИВЕ ПАЛЕОГЕНОВОГО МОРЯ

1. ВВЕДЕНИЕ. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЕРГАНСКОГО ЗАЛИВА ПАЛЕОГЕНОВОГО МОРЯ

В. Б. Татарский, начавший в 1935 г. литологическое изучение отложений ферганского палеогена, обнаружил в них большое развитие доломитов. Им было установлено, что породы, ранее принимавшиеся геологами за песчаники, глины или доломитизированные известняки, в действительности являются доломитами и доломитовыми мергелями. Выяснилось также, что в нижних горизонтах палеогена, относившихся О. С. Вяловым (1936₁) к бухарскому и сузакскому ярусам, доломиты перемежаются с мощными пластами гипса, а в вышележащих отложениях (алайский и туркестанский ярусы) доломиты не заключают таких выделений сульфатов и переслаиваются с известняками-ракушечниками.

В. Б. Татарский (1937) не придал, однако, значения этим существенным фациальным отличиям доломитов из разных ярусов ферганского палеогена и считал условия их образования весьма близкими. Он полагал, что образование доломитов происходило в илах, богатых органическим веществом, отлагавшихся в полузамкнутых неглубоких теплых бассейнах, при несколько повышенной солености (допускающей садку ангидрита) и при отсутствии значительного приноса терригенного материала.

При последующем литологическом изучении верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганы и смежных областей Средней Азии А. М. Габрильян (1946, 1952) подразделил доломиты на три подтипа: 1) доломиты огипсованные и не содержащие терригенной примеси, 2) доломиты без гипса, обогащенные обломочным материалом, и 3) доломиты без включений терригенного материала и гипса. Вместе с тем, А. М. Габрильян отметил их генетические различия. Однако условия образования неогипсованных доломитов, как мы увидим ниже, остались еще невыясненными, и эти породы не были показаны ни на палеогеографических схемах, данных А. М. Габрильяном (1948), ни на фациальных картах, составленных позже О. А. Рыжковым (1951).

При палеоэкологическом и литологическом изучении отложений ферганского палеогена, начатом в 1943 г. (Геккер, Осипова и Бельская, 1952; Ливеровская, 1953; Быкова, 1953), был собран большой материал, который значительно изменил существовавшие ранее представления о Ферганском заливе палеогенового моря и позволил по-новому осветить условия образования неогипсованных доломитов.

Прежде чем перейти к описанию доломитов, остановимся на общей характеристике Ферганского водоема. Это был небольшой морской залив,

по площади близкий к современному Аральскому морю, располагавшийся у западной окраины Азиатского континента. Крупный Туркестано-Алайский остров (или группа островов) отделял Ферганский залив от расположенного южнее Таджикского моря, которое переходило уже в геосинклинальный бассейн — азиатскую ветвь Тетиса.

С соседними частями огромного палеогенового бассейна Евразии (Таджикским, Приташкентским и Кашгарским морями) залив сообщался двумя проливами — западным, располагавшимся между современными Чаткальским и Туркестанским хребтами, и южным, находившимся в восточной части Алайского хребта.

Предшествующие исследователи полагали, что Ферганский залив имел нормальную соленость и по режиму приближался к открытому морю, а иногда, при обмелении и затруднении сообщения с соседними морями, превращался в соленую лагуну (Вялов, 1936₂; Габрильян, 1948).

Нами было установлено, что залив имел расчлененный рельеф дна: подводные гряды и острова существовали как в проливах, так и во внутренней части залива; вследствие этого сообщение с открытым морем и циркуляция вод в заливе всегда были в той или иной степени затруднены (Осипова, 1949; Геккер, Осипова и Бельская, 1952).

В последнее время выяснилось также, что в пределах Ферганской депрессии имеются не только лагунные и морские отложения палеогенового возраста, но также и дельтовые образования (Огнев, 1949; Геккер, Осипова и Бельская, 1952). Они представлены красноцветными грубыми песчаниками и песчано-глинистыми породами и широко распространены в северной и северо-восточной частях депрессии. Ранее их относили к мелу, но затем было установлено, что красноцветы замещают морские отложения всех ярусов палеогена. В самых мелководных морских осадках, непосредственно переходящих в красноцветные, иногда обнаруживается фауна, которая в современных морях массами селится в несколько опресненных участках, обычно близ устьев рек (*Potamides*, *Unio*). Повидимому, в эту часть залива впадало несколько рек, стекавших с Азиатского материка; следы выносов одной реки, дренировавшей Туркестано-Алайский остров, обнаружены и на юге залива (см. ниже).

Интересно, что в красноцветах полностью отсутствуют растительные остатки, которые обычно обильны в дельтовых отложениях; это свидетельствует о бедной растительности суши и вполне согласуется с существующими представлениями о засушливом климате этой области в палеогеновую эпоху (Криштофович, 1941, 1948; Страхов, 1945).

Изучение красноцветных отложений позволяет, помимо всего прочего, получить представление о составе речных вод, поступавших в залив. Эти отложения, особенно их тонкозернистые разности, обычно содержат значительное количество карбонатов (15—50%), которое еще возрастает в зоне перехода к морским отложениям. Здесь красноцветы становятся пятнисто-розовыми от многочисленных карбонатных выделений неправильной формы, достигающих 20 см в диаметре, и на коротком расстоянии замещаются морскими мелководными известковыми осадками.

Из этого видно, что пресные воды, поступавшие в Ферганский залив, были настолько насыщены карбонатами, что их осаждение происходило в зоне дельт и в самой прибрежной части залива. Как известно, такое насыщение и пересыщение карбонатами свойственно водам рек засушливой зоны (Страхов, 1947).

По данным двух химических анализов видно, что в дельтовых осадках ферганского палеогена в значительном количестве присутствует и доломит: он составляет 49—58% от общей суммы карбонатов (табл. 1, анализы 1, 2). О поступлении солей магния в зону дельт свидетельствует и нахождение палыгорскита в меловых и палеогеновых красноцветах

Северной Ферганы, где он пятнисто замещает карбонатный цемент песчаников (табл. 1, анализ 3). Палыгорскит обнаружен также в континентальных неогеновых отложениях Средней Азии в виде пленок по поверхности отдельностей глин и алевролитов (Гинзбург и Рукавишникова, 1951, стр. 331).

Неогеновые отложения Средней Азии образовались, как и континентальные толщи ферганского мела и палеогена, за счет продуктов разрушения пород, слагавших Тянь-Шань. Следовательно, в составе материала, сносимого с Тянь-Шаня, находилось значительное количество солей магния.

Эти данные хорошо увязываются с материалами М. А. Глазовской (1953), изучавшей красноцветную кору выветривания мелового и палеогенового возраста на гранитах Тянь-Шаня. Глазовская приводит данные о следующем содержании основных компонентов этой коры выветривания (в %): SiO_2 — 57,16; Al_2O_3 — 17,00; Fe_2O_3 — 8,90; CaO — 3,45; MgO — 1,98.

Сравнивая состав коры выветривания Тянь-Шаня с составом красноцветной коры выветривания влажных субтропиков (Аджария), М. А. Глазовская указывает, что первая характеризуется меньшим (почти в два раза) содержанием окислов железа и алюминия и бо́льшим содержанием окиси кальция и магния. Это является следствием более сухого климата Тянь-Шаня.

Разнообразие обломочного материала, слагающего красноцветные отложения (сланцы, карбонатные и кремнистые породы, граниты, эффузивы, кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка, пироксены и др.), показывает, что магний мог заимствоваться не только из коры выветривания, но также из коренных пород, слагавших область сноса.

Таким образом, имеющиеся данные приводят к выводу, что воды рек, впадавших в Ферганский залив, были высококарбонатными и содержали значительное количество соединений магния.

Постоянный приток вод такого состава в небольшой залив, имевший к тому же сложный рельеф дна и затрудненное сообщение с открытым морем, не мог не оказать воздействия на осадконакопление и органическую жизнь Ферганского залива. Именно этот приток, как мы увидим ниже, создавал благоприятные условия для доломитообразования.

2. ВЕРХНЕАЛАЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СЛАГАЮЩИХ ПОРОД

Для выяснения условий образования доломитов, не содержащих пластов гипса и ангидрита, наиболее интересный материал дают отложения верхней части алайского яруса, которые представляют самую мощную карбонатную толщу в разрезе ферганского палеогена (горизонт «*l*» К. П. Калицкого).

Хотя верхнеалайские отложения являются одним из наиболее выдержанных стратиграфических горизонтов ферганского палеогена, их строение в разных частях депрессии заметно отличается. Так, разрезы северной окраины депрессии характеризуются присутствием красноцветных дельтовых осадков, которые в одних разрезах перемежаются с морскими, а в других — полностью их вытесняют.

Следует отметить, что снос обломочного материала особенно увеличился в середине позднеалайского времени, в связи с чем дельтовые отложения продвинулись по направлению к центру бассейна и накопление морских карбонатных осадков на некоторых участках северной окраины залива прекратилось. Вследствие этого во многих разрезах Северной Ферганы карбонатные породы алайского яруса разделены красными, зелеными

и желтыми гравийными и песчано-глинистыми породами на две пачки (горизонты «l_1» и «l_2» К. П. Калицкого; рис. 1). Но в Северной Фергане нередко можно видеть разрезы иного типа, в которых отложения позднеалайского времени представлены только карбонатными породами; в средней части толщи таких разрезов отмечается лишь небольшое возрастание терригенной примеси. Повидимому, это объясняется тем, что приносившийся терригенный материал не распределялся равномерно по всей северной окраине залива, а концентрировался преимущественно вблизи устьев рек.

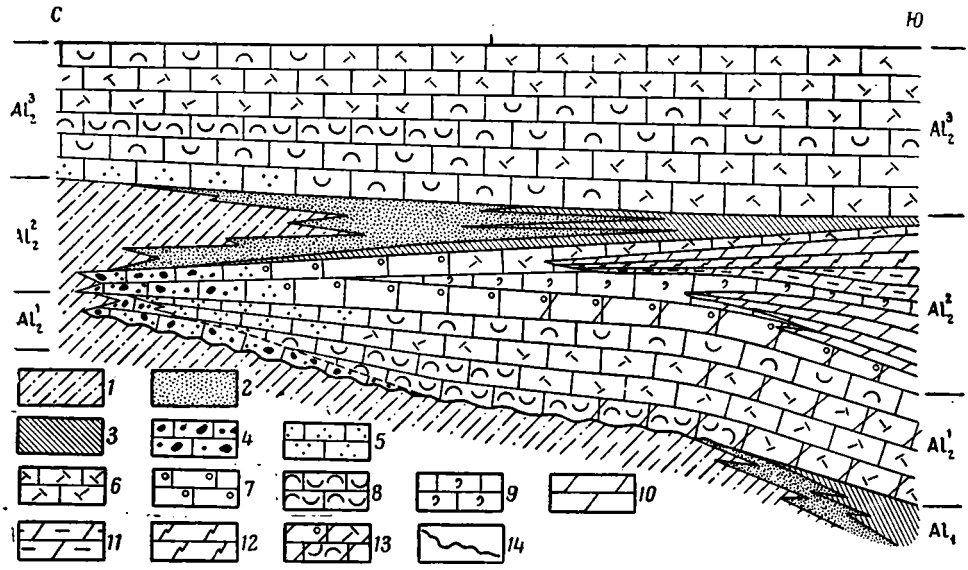


Рис. 1. Схема распределения осадков позднеалайского времени в северной части Ферганского залива.

1 — красные гравийные и песчано-глинистые отложения, неравномерно-карбонатные; *2* — пески; *3* — серые и зеленые глинистые илы; *4* — терригенно-известковые осадки (галечники и гравийники с обильным известковым цементом, известковые илы с гравием и галькой); *5* — песчано-известковые илы; *6* — известковые детритусовые осадки; *7* — оолитовые известковые осадки; *8* — устричники; *9* — ракушечники; *10* — доломитовые илы; *11* — глинисто-доломитовые илы; *12* — доломитово-глинистые илы; *13* — доломитизированные известковые осадки; *14* — неровная поверхность размыва.

В более удаленных от береговой линии участках залива (разрезы Северо-Восточной Ферганы) средняя часть верхнеалайской толщи обогащена только глинистым материалом.

Мощность и состав верхнеалайских отложений южной части Ферганской депрессии, как видно на рис. 3 и 5, также меняются: в разрезах, удаленных от палеозойского обрамления, мощность отложений увеличивается и количество терригенной примеси уменьшается (рис. 3, пункты VII—IX, XII), а в разрезах, расположенных вблизи палеозойских массивов (Туркестано-Алайская суша и более мелкие острова), осадки обогащаются терригенным материалом и мощность их сокращается (рис.5, пункты I, II; рис. 3, пункты I—VI). Красноцветные дельтовые осадки здесь пока не обнаружены.

Верхнеалайские отложения весьма разнообразны; среди них встречаются все разности терригенных пород от галечников и гравийников до тонких глин, но преобладают карбонатные породы: известняки, обогащенные терригенным материалом, органогенные накопления (водорослевые, фораминиферовые, детритусовые, ракушечные), оолитовые и тонкозернистые известняки, мергели и доломиты.

Интересной особенностью отложений северной окраины Ферганского залива является то, что карбонат в большом количестве отлагался в самой прибрежной зоне, вместе с грубым терригенным материалом. Так, в северной части депрессии распространены конгломераты (с гальками от 0,5 до 35 см), содержащие от 15 до 50% цементирующего карбоната, сильно известковые гравийники и разнозернистые песчаники с гальками. Гальки и гравий состоят преимущественно из кварцита, разноцветных силицитов и метаморфических сланцев, реже встречаются граниты, известняки и песчаники. В песчаной и алевритовой фракциях примерно в равном количестве встречаются кварц и калиевые полевые шпаты, много зерен

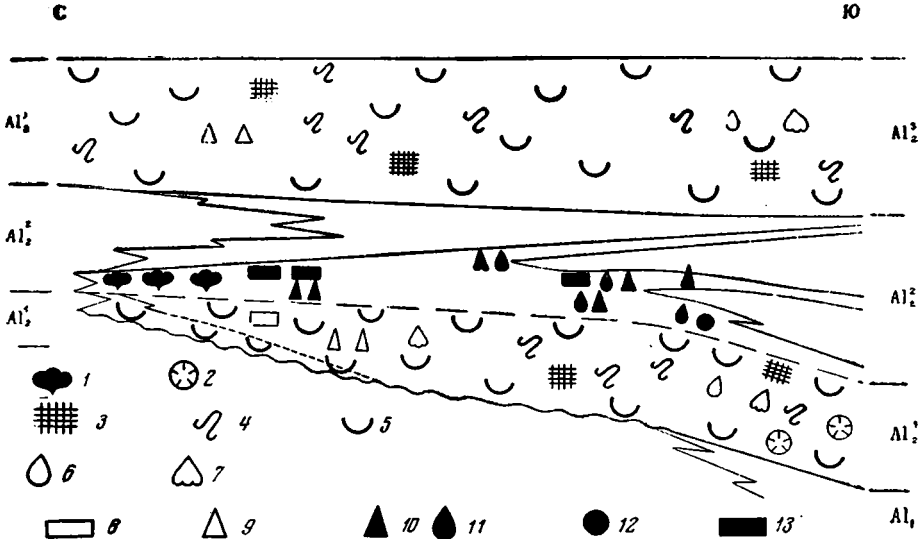


Рис. 2. Схема распределения фауны и флоры позднеалайского времени в северной части Ферганского залива.

1 — известковые водоросли; *2* — морские ежи; *3* — мшанки; *4* — серпулы; *5* — устрицы; *6* — *Meretrix* (разные виды); *7* — *Cardita*; *8* — *Panopaea*; *9* — *Turritella*; *10* — *Eulima*; *11* — *Meretrix tschangirtaschensis* Liwer.; *12* — *Diplodonta* aff. *renulata* Desh.; *13* — *Unio*. Знаки, залитые черным на рис. 2, 4 и 6, отмечают обитателей вод с пониженной соленостью.

плагиоклазов, кремнистых пород, присутствуют зерна карбонатных пород, турмалин, слюды и др.

Цементирующий карбонат представлен белым или желтоватым тонкозернистым кальцитом; местами, вследствие перекристаллизации, он замещен более крупными зернами.

Следует отметить, что в прибрежной зоне южной части залива отлагались менее карбонатные и лучше сортированные песчаные и алевритовые осадки, содержащие рассеянные гальки палеозойских пород.

Конгломераты, гравийники и песчаники в вертикальном разрезе и по простиранию быстро сменяются известняками тонко- и мелкозернистыми, но содержащими гравий, песок и алеврит (табл. I, фиг. 1). Тут же встречаются песчано-детритусовые, оолитовые и псевдоолитовые разности известняков. О среднем химическом составе этих пород можно судить по анализу 4 табл. 1. Содержание нерастворимого остатка колеблется в них от 2 до 52%, а степень доломитности (от суммы карбонатов) не превышает 2%. Песчано-известковые осадки южной части залива имеют близкий химический состав (табл. 1, анализ 5).

Таблица 1

Химический состав некоторых пород ферганского палеогена (в %)

№ п/п	Название породы	Число анализов	П.п.п.	Нерастворимый остаток	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Сумма	H_2O при 105°	CO_2	$C_{орг.}$	Кальцит	Доломит	Степень доломитности
1	Красная песчаная глина	1	12,51	—	53,88	4,62	13,77	10,49	3,71	0,40	99,38	5,36	11,74	0,49	10,73	14,71	58
2	Красный алеврит	1	10,60	—	61,79	5,60	9,94	7,38	1,85	1,37	98,53	3,41	6,80	0,66	7,44	7,39	49
3	Цемент песчаника (палыгорскит)	1	6,07	—	72,98	1,50	11,85	0,64	4,91	0,05	98,00	5,47	нет	—	—	—	—
4	Известняки с терригенным материалом	13	—	17,41	—	0,21	0,34	40,97	0,28	0,22	—	—		—	72,14	1,31	1,8
5	Песчаные известняки	1	26,97	—	34,94	0,17	1,11	35,48	0,65	0,48	99,80	0,25	25,92	0,16	62,70	0	0
6	Оолитовые известняки	1	—	2,40	—	0,53		52,49	0,29	—	—	—		—	92,92	1,31	1,4
7	Водорослевые известняки	1	—	—	0,61	—	—	48,45	2,69	—	—	0,28	42,01	—	79,82	12,29	13
8	Детритусовые известняки	5	42,49	—	1,80	0,08	2,07	51,70	1,04	0,47	99,65	0,31	41,59	0,31	89,08	4,74	5
9	Мелкодетритусовые известняки	1	—	1,80	—	0,60		53,74	0,53	—	—	—	—	—	95,35	0,94	1
10	Известняки-ракушечники	3	40,79	—	3,39	0,98		51,08	1,30	1,68	99,22	1,01	39,89	0,11	86,46	4,88	5
11	Тонкозернистые известняки	2	40,36	—	5,38	0,30	1,42	50,66	1,07	0,20	99,39	0,50	39,10	0,18	88,77	2,66	3
12	Доломитовые известняки	2	41,05	—	7,52	1,36	2,64	38,36	8,82	0,55	100,30	1,90	39,65	0,22	46,43	39,25	46
13	Доломиты	3	43,05	—	4,70	0,10	2,33	29,27	18,67	0,56	98,68	1,01	42,88	0,22	5,81	88,29	93
14	Глинистые доломиты и мергели	6	34,33	—	20,77	1,10	4,15	21,47	14,44	0,56	96,82	2,30	33,38	0,21	2,61	64,82	96
15	Глина доломитовая	1	15,81	—	52,70	0,60	12,25	7,55	7,49	0,91	97,31	5,19	10,05	0,86	—	22,70	100
16	Доломитизированный известняк	1	42,00	—	3,36	0	5,24	47,13	2,17	0	99,90	0,10	40,09	0,10	78,70	9,90	11
17	Доломит замещения	1	44,61	—	2,50	0,10	2,19	31,49	18,12	0,79	99,80	0,49	45,15	0,28	10,24	82,62	89
18	Доломитизированные известняки и доломиты замещения	8	42,45	—	4,32	0,21	3,48	37,53	10,99	0,54	99,52	0,39	40,78	0,20	39,16	50,24	56

Примечание. Анализы 1 и 3 — из отложений туркестанского яруса; анализ 2 — из отложений сузакского яруса; остальные анализы — из отложений верхней части алайского яруса.

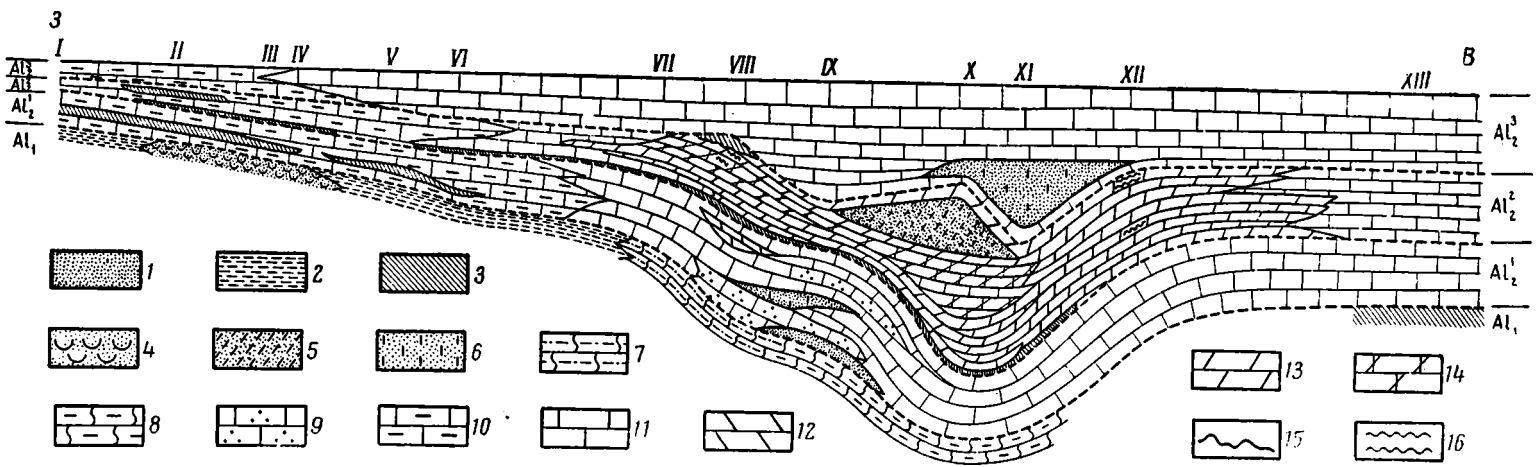


Рис. 3. Схема распределения осадков позднеалайского времени в южной части Ферганского залива.

1 — пески; *2* — алевриты; *3* — глинистые илы; *4* — устричники на песках и алевритах; *5* — доломитистые пески; *6* — известковистые пески; *7* — известково-алевритовые илы; *8* — известково-глинистые илы; *9* — песчано-известковые илы; *10* — глинисто-известковые илы; *11* — разнообразные известковые осадки (детритусовые, устричные, ракушечные, оолитовые, илистые); *12* — известково-доломитовые илы; *13* — доломитовые и глинисто-доломитовые илы; *14* — доломитизированные известковые осадки; *15* — неровная поверхность размыва; *16* — размывы с образованием внутриформационной брекчии.

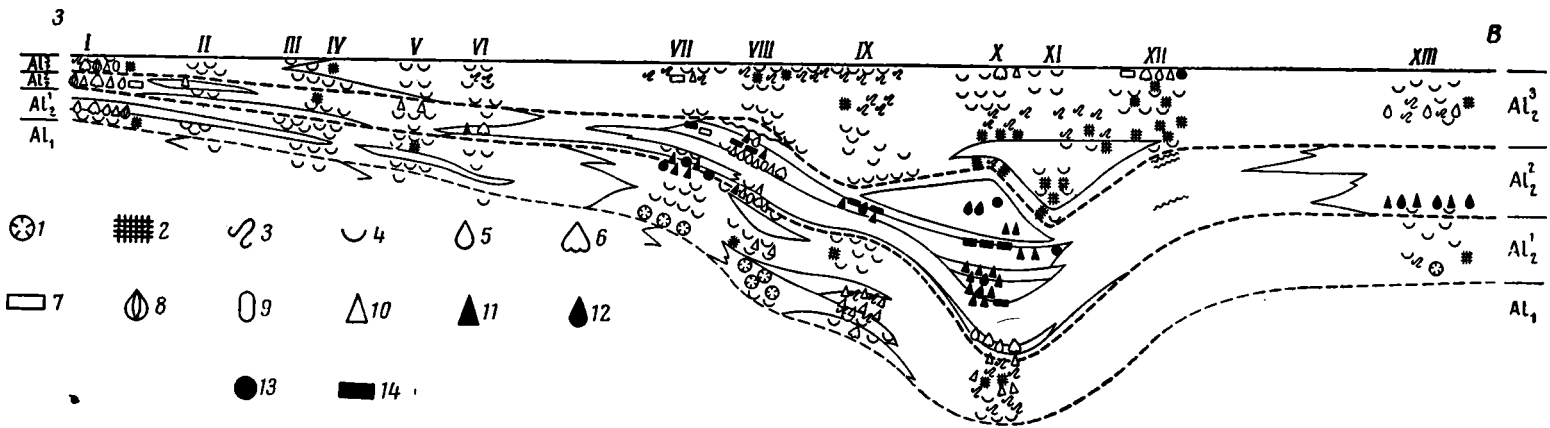


Рис. 4. Схема распределения фауны позднеалайского времени в южной части Ферганского залива.

1 — морские ежи; *2* — мшанки; *3* — серпулы; *4* — устрицы; *5* — *Meretrix* (разные виды); *6* — *Cardita*; *7* — *Panopaea*; *8* — *Cardium*; *9* — *Nucula*; *10* — *Turritella*; *11* — *Eulima*; *12* — *Meretrix tschangirtaschensis* L i w e r.; *13* — *Diplodonta* aff. *renulata* D e s h.; *14* — *Unio*.

Известняки, обогащенные терригенным материалом, заключают раковины крупных толстостенных гастропод, створки устриц и, реже, других пелеципод. Очень часто в них встречаются норы роющих раков *Callianassa*, современные представители которых населяют приливо-отливную зону (Макаров, 1938). Присутствуют

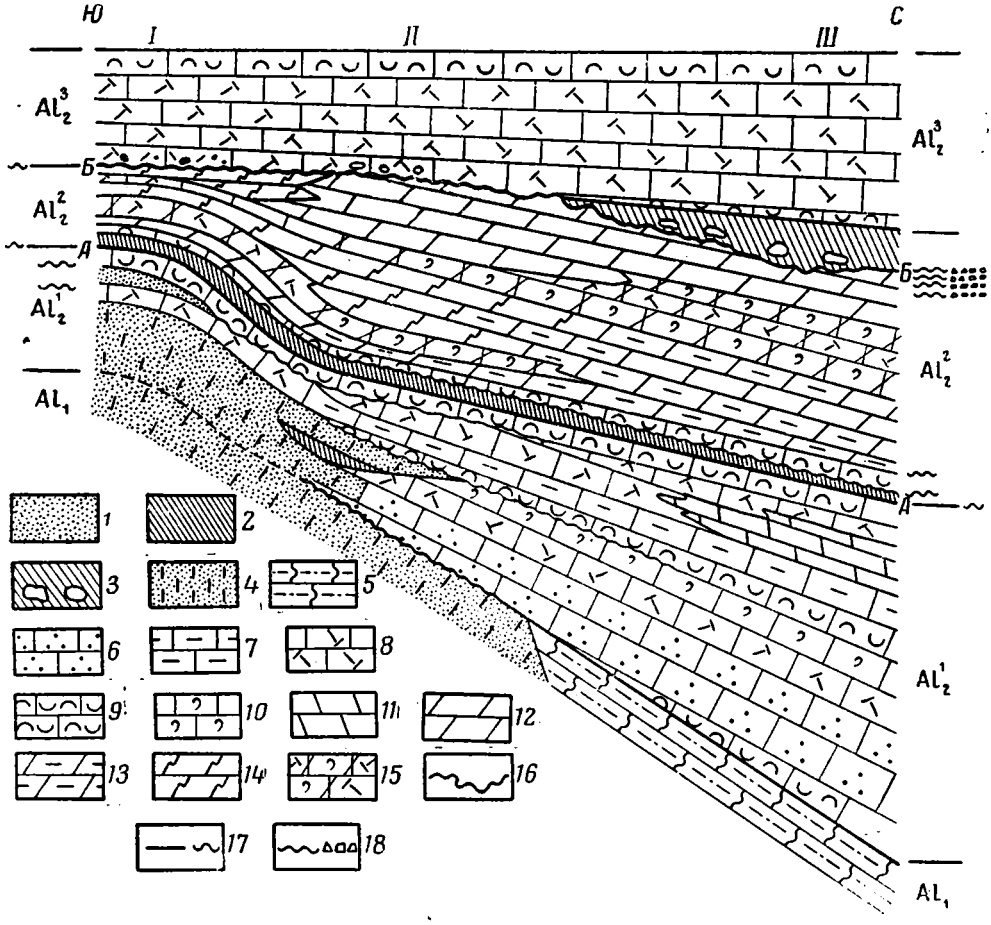


Рис. 5. Схема распределения осадков позднеалайского времени в окраинной зоне на юге Ферганского залива.

1 — пески; *2* — глинистые илы; *3* — глинистые илы с обломками размытых карбонатных пород; *4* — известковистые пески; *5* — известково-алевритовые илы; *6* — песчано-известковые илы; *7* — глинисто-известковые илы; *8* — известковистые детритусовые осадки; *9* — устричники; *10* — ракушечники; *11* — известково-доломитовые илы; *12* — доломитовые илы; *13* — глинисто-доломитовые илы; *14* — доломитово-глинистые илы; *15* — доломитизированные известковые осадки; *16* — неровная поверхность размыва; *17* — гладкая абрадированная поверхность; *18* — размывы с образованием внутриформационной брекчии.

также остатки известковых водорослей в виде обломков (сифонниковые) или обрастаний на гальках (багряные). Иногда остатки синезеленых водорослей образуют почти чистые карбонатные накопления значительной мощности.

Состав осадков и населения, а также характер захоронения скелетных остатков не оставляют сомнения в том, что эти отложения представляют крайне мелководные морские образования. Непосредственным прослеживанием можно установить, что севернее они замещаются красноцветами, а по направлению к центру бассейна сменяются более чистыми извест-

ковыми отложениями, состоящими на 70—90% из органогенного карбоната (обломки гастропод, пелеципод, остракод, фораминифер, редко — иглокожих); тонкозернистый цементирующий карбонат составляет не более 30%. В самых мелководных образованиях скелетные остатки крупны (больше 1 см) и породы иногда обогащены песком и алевритом. В более удаленной от берега зоне широким распространением пользовались детритусовые осадки, сложенные частицами размером в 1—3 мм и образованные преимущественно обломками трубок серпул (табл. I, фиг. 2). Они

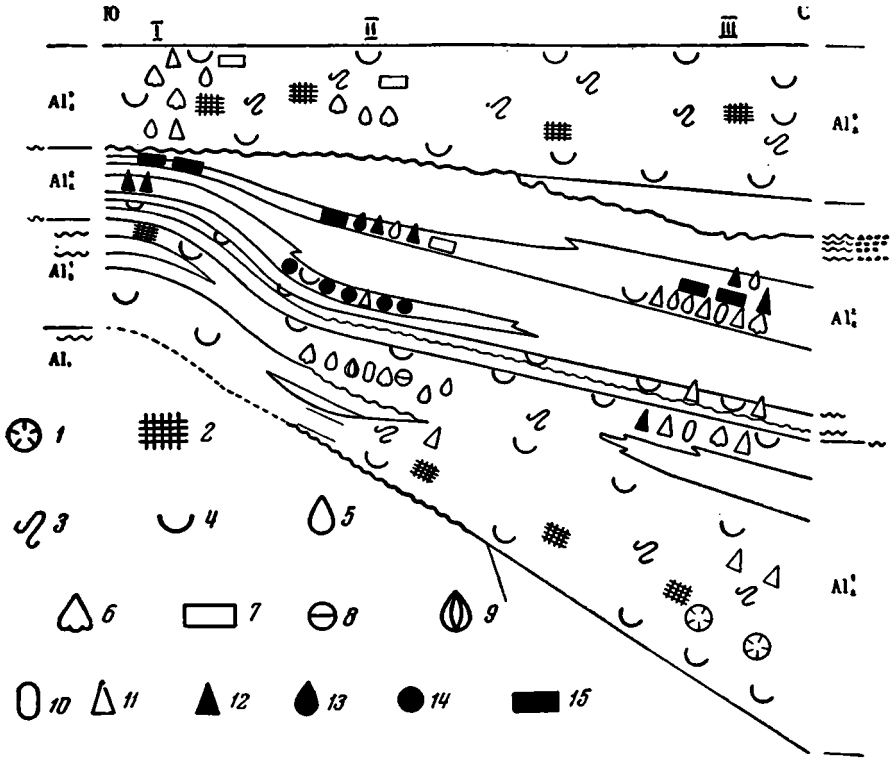


Рис. 6. Схема распределения фауны позднеалайского времени в окраинной зоне на юге Ферганского залива.

1 — морские ежи; *2* — мшанки; *3* — серпулы; *4* — устрицы; *5* — *Meretrix* (разные виды); *6* — *Cardita*; *7* — *Panopaea*; *8* — *Lucina*; *9* — *Cardium*; *10* — *Nucula*; *11* — *Turritella*; *12* — *Eulima*; *13* — *Meretrix tschangirtaschensis* Liwer.; *14* — *Diplodonta* aff. *renulata* Desh.; *15* — *Unio*.

заключают ничтожную примесь терригенного материала, но доломит составляет около 5% (табл. 1, анализ 8); возможно, что он частично входит в состав трубок серпул, современные представители которых, по данным А. П. Виноградова (1944), иногда содержат до 9% $MgCO_3$.

Детритусовые образования на дне представляли достаточно плотный осадок, так как по размерам соответствовали песку. На таком дне обычно селились устрицы, меандрические мшанки и серпулы; обилие детрита трубок серпул наводит на мысль, что сами серпулы поедались рыбами, как это имеет место в современных морях, где серпулы заселяют преимущественно сублитораль (25—40 м) и литораль (Зацепин, 1948).

Мелкодетритусовые (шламмовые) известняки, у которых величина составляющих редко превышает 0,20 мм, распространены в участках, удаленных от древней береговой линии, и часто являются связующим звеном между среднедетритусовыми образованиями и тонкими доломитовыми осадками. Среди слагающего их детрита различимы

остатки остракод, мшанок, изредка встречаются обломки иглокожих; постоянно присутствуют очень мелкие раковины фораминифер, которые местами составляют до 40% площади шлифа. Есть примесь зерен силикатного песка и алевритa (до 10%). Цементирующий карбонат тонкозернист и составляет 30—50% породы.

По химическому составу мелкодетритусовые разности близки к другим детритусовым известнякам, но содержат еще меньше MgO, так что доломит в них составляет около 1% (табл. 1, анализ 9).

Крупно- и среднедетритусовые известняки обычно переслаиваются с оолитовыми и фораминиферовыми известняками.

В первых оолиты составляют 70—80% породы, причем величина их колеблется от 0,10 до 2 мм, а число концентрических оболочек варьирует от 3 до 15. Оолиты образовывались вокруг раковин мелких фораминифер и остракод, обломков раковин моллюсков, мшанок, иглокожих, детрита сифонниковых водорослей, а также вокруг зерен карбонатных и кремнистых пород, кварца и полевых шпатов (табл. I, фиг. 3).

Оолиты соединены известковым цементом, то пелитоморфным, то разнозернистым, прозрачным перекристаллизованным. Песчано-алевритовая примесь обычно невелика (табл. 1, анализ 6), но вблизи древней береговой линии ее больше, и тут местами появляется гравий, состоящий из палеозойских пород.

Фораминиферовые известняки сложены раковинками мелких фораминифер (около 40%), среди которых резко преобладают милиолиды, а также остатками гастропод и пелеципод; встречаются рассеянные оолиты. Примесь обломочных зерен обычно невелика; цементирующий карбонат (30%) часто перекристаллизован и представлен разнозернистым кальцитом (табл. I, фиг. 4).

Фораминиферовые осадки отлагались, повидимому, в тех участках бассейна, где движение воды было слабее, чем в зоне оолитообразования, и куда волнением сносилось некоторое количество оолитов.

Широким распространением среди верхнеалайских отложений пользуются известняки-устричники, которые слагаются разрозненными створками или двустворчатыми раковинами устриц, плотно сцементированными тонкозернистым карбонатом с примесью раковинного детрита. О некотором воздействии волнений и течений говорят окатанность и поломка многих створок устриц, а местами и заметная сортировка по величине. Однако значительного перемещения створок устриц не происходило, и почти все устричники представляют здесь же существовавшие поселения, в той или иной степени переработанные волнением.

Наиболее благоприятными для существования устричных банок были мелководные участки с подвижной водой, промежуточные между литоральными и более глубоководными и тиховодными. Это видно из того, что устричники маломощны и редки или совсем отсутствуют в разрезах, где преобладают литоральные осадки, и, с другой стороны, устрицы единичны в глинисто-известковых и известковых осадках, отлагавшихся в участках, наиболее удаленных от берега. Эти грунты заселялись другими пелециподами (преимущественно равномускульными) и гастроподами, которые в той или иной степени погружались в ил и поэтому могли существовать на более мягком субстрате, чем устрицы. При литификации такие осадки превращались в чистые тонкозернистые или глинистые известняки и мергели с пелециподами и гастроподами, но местами скопление раковин было так велико, что возникали гастроподовые и пелециподовые ракушечники.

Как показывают химические анализы (табл. 1, анализ 10), терригенная примесь в ракушечниках составляет около 5%, степень доломитности

их также невелика. Близкий химический состав имеют и тонкозернистые известняки, заключающие остатки моллюсков (табл. 1, анализ 11).

Имеются, однако, другие разности тонкозернистых карбонатных осадков, которые отличаются от описанных выше как химическим составом, так и крайней бедностью или почти полным отсутствием остатков фауны. Таковы доломитовые известняки, доломиты, глинистые доломиты, мергели и сильно доломитовые глины.

Доломитовые известняки — белые, иногда с зеленоватым или сиреневым оттенком от примеси глинистого материала, имеют плотное сложение; местами обнаруживается неясная тонкая слоистость. Карбонатная основная масса имеет неоднородное строение: в ней различается очень тонкозернистый (менее 0,005 мм) темный в проходящем свете карбонат (вероятно кальцит), на фоне которого выделяются более крупные (0,01—0,04 мм) ромбоэдры или неправильные зерна доломита. Одни ромбоэдры прозрачны, у других имеется темное пелитовое ядро. Постоянно присутствуют угловатые зерна кварца, реже встречаются зерна полевого шпата и хлорита (0,02—0,40 мм). Скелетных остатков почти нет, иногда встречаются мелкий (до 0,40 мм) неопределимый раковинный детрит, единичные раковины остракод, чешуи рыб и копрогенный материал.

Химический анализ двух образцов обнаружил, что содержание SiO_2 колеблется от 5,98 до 9,06%, R_2O_3 — от 3 до 5%; CaO составляет 38,4%, Mg — от 8 до 9,71% (в табл. 1, анализ 12, даны средние цифры).

Пересчет на вероятный минералогический состав показал, что содержание кальцита составляет 43—49%, а доломита — 34—44%. В среднем степень доломитности (от суммы карбонатов) равна 46%.

Доломиты белые, желтоватые или зеленоватые тонкозернистые, иногда содержат тонкие (1—10 мм) прослойки более глинистого листоватого доломита; не вскипают или медленно вскипают от HCl и при выветривании часто становятся мучнистыми. Реже встречаются белые, очень чистые и однородные мелоподобные доломиты. Они образуют менее мощные слои.

Как в первой, так и во второй разности остатки фауны чрезвычайно редки. При тщательных поисках обнаружены лишь разрозненные кости и чешуя рыб, единичные неясные отпечатки и ядра равномускульных пелеципод; изредка встречаются тонкие (1—2 см) выклинивающиеся прослойки, обогащенные мелким раковинным детритом, явно принесенным из более мелководной зоны. В двух пунктах найдены скопления копрогенных образований (рис. 10) и один раз наблюдались тонкие (3—4 мм в диаметре), слегка изогнутые, цилиндрические ходы каких-то роющих животных. При микроскопическом изучении дважды были обнаружены раковины мелких фораминифер: в одном шлифе много милиолид и единичные нонионины, в другом — неясные остатки, напоминающие нонионид. Раковинки их состоят из микрозернистого карбоната и не замещены доломитом. От фораминифер, найденных в синхроничных более мелководных осадках, они отличаются меньшими размерами.

Доломиты часто обогащаются глинистым материалом и переходят в глинистые доломиты и доломитовые мергели; изредка встречаются прослои доломитовых глин. Все эти породы также очень бедны фауной, встречаются совместно и, несомненно, близки генетически.

В шлифах видно, что доломиты имеют плотное сложение и состоят из тонких зерен (0,003—0,01 мм, редко 0,02 мм), среди которых преобладают ромбоэдры (табл. II, фиг. 5, 6); часто встречаются многогранные, почти округлые зерна; сравнительно редки зерна неправильной формы. В небольшом количестве присутствует и микрозернистый карбонат, у которого форма зерен неразличима.

Некоторые зерна в центре заключают прозрачный, более низкопреломляющий и (вследствие дисперсионного эффекта) желтоватый карбонат (повидимому кальцит); в периферической части зональных ромбоэдров и в гомогенных зернах карбонат более высокопреломляющий (доломит). Ромбоэдры с серединой из более высокопреломляющего карбоната (анкерита), отмеченные В. Б. Татарским, мною не наблюдались. В прозрачных зернах иногда видны тончайшие точечные включения.

В глинистых доломитах часто встречаются зерна, заключающие в центре сгусток пелита, непрозрачный в проходящем свете и облачно-белый в отраженном свете.

В некоторых разностях редко рассеяны угловатые зерна алеврита (до 0,08 мм), представленные кварцем, калиевым полевым шпатом, обломками кремнистых пород. В небольшом количестве встречаются мелкие (до 0,05 мм) пятна и шарики бурых окислов железа (возможно, псевдоморфозы по пириту).

Доломитовые мергели по микроструктуре близки к доломитам, но глинистая примесь, распределенная в виде мельчайших сгустков-ядер в ромбоэдрах доломита, испещряет породу темными точками; в проходящем свете они облачно-белые. Примесь алеврита различна — то встречаются лишь редкие зерна, то содержание их составляет 10—40%. Зерна угловаты, представлены кварцем, калиевыми полевыми шпатами; встречаются глауконит, мусковит, хлорит.

В доломитовых глинах мелкочешуйчатый, почти изотропный глинистый минерал с трудом различим среди ромбоэдров доломита. Алевритовая примесь составляет до 15%, минералогический состав зерен сходен с таковым в мергелях. Местами порода слабо прокрашена бурыми окислами железа, встречаются также мельчайшие шарики их (0,04 мм).

О химическом составе описанных доломитовых пород можно судить по 10 анализам; средние данные по каждому типу приведены в табл. 1, анализы 13, 14, 15. Сумма SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3 даже в наиболее чистых разностях составляет 5—9%, в глинистых доломитах она возрастает до 18—29%, а в мергелях — до 36—43%; это говорит об относительно высоком содержании в доломитовых осадках терригенного материала. В известняках алайского яруса (детритусовых, устричных, ракушечных) сумма SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3 колеблется в пределах 1,50—5%.

Содержание Fe_2O_3 в доломитовых осадках варьирует от 0,10 до 1,86%, составляя в среднем 0,77%; следовательно, пирит может присутствовать лишь в очень небольшом количестве. Содержание органического углерода колеблется от 0,11 до 0,38%.

Пересчет анализов на вероятный минералогический состав показывает, что содержание кальцита изменяется от 0 до 8,91%, а содержание доломита — от 47,34 до 88%. Степень доломитности этих осадков очень велика: 93% — у доломитов, 96% — у глинистых доломитов и мергелей и 100% — у глин.

Необходимо отметить, что среди верхнеалайских карбонатных пород имеются и другие разности, которые по химическому составу приближаются к вышеописанным доломитам, но отличаются от них текстурными и структурными особенностями, а также наличием остатков фауны, иногда даже породообразующей. Эти разности, в зависимости от степени доломитизации, можно отнести к доломитизированным известнякам или доломитам замещения. Доломитизированные породы обычно легко узнаются в поле. От тонкозернистых или пелитоморфных доломитовых пород они отличаются сахаровидным блеском, значительной пористостью и более темным цветом — желтоватым от проникновения окислов железа по порам или коричневатым от битума. Не-

которым их разностям свойствен песчаниковидный излом. Для сильно доломитизированных пород характерна пористость двух типов — крупные поры от растворения раковин и мельчайшие точечные поры (0,10—0,70 мм), пронизывающие всю породу, в том числе и карбонатные ядра фауны.

Изучение показало, что доломитизация захватывала различные типы известняков: преимущественно тонкозернистых, ракушечных, детритусовых, оолитовых, реже — устричных, песчанистых и глинистых.

При полевом изучении пород далеко не всегда обнаруживается пятнистое распределение доломитизации: весь слой кажется равномерно измененным, но в шлифах легко вскрываются неоднородность породы и структуры замещения.

В зависимости от характера исходной породы и степени доломитизации, строение и состав доломитизированных осадков меняются. Структуры замещения наиболее ясно видны в тонкозернистых известняках, не полностью доломитизированных. Здесь даже морфологически хорошо различаются две разности карбоната — микрозернистый кальцит, слагающий основную массу, и доломит, рассеянный в нем в виде хорошо образованных ромбоэдров. Часто в середине ромбоэдра сохраняется микрозернистый кальцит, такой же, как в основной массе породы, а периферия ромбоэдра состоит из прозрачного доломита; иногда и середина ромбоэдра замещена доломитом, но остается полоска точечных включений кальцита, намечающих границу между серединой и каймой. Иногда центром кристаллизации доломита служит шарик бурой окиси железа или сгусток пелита. Нередко можно видеть неполностью образованный ромбоэдр доломита: две или три стороны периферической каймы ромбоэдра, охватывающей пятно микрозернистого кальцита.

Наиболее легко доломит развивается по кальциту основной массы, а многие скелетные остатки (устриц и др.) нередко остаются неизмененными.

В одних разностях ромбоэдры доломита рассеяны более или менее равномерно в породе, в других они группируются в полоски, вытягиваются цепочкой и на первый взгляд напоминают раковинный детрит (см. табл. II, фиг. 7). В сильно доломитизированных тонкозернистых известняках доломит слагает почти всю породу, микрозернистый кальцит остается кое-где в виде пятен причудливых очертаний, ветвящихся узких полосок и т. д., которые выделяются темными пятнами на фоне более прозрачной и более крупнозернистой доломитизированной породы.

При доломитизации оолитовых известняков нередко образуются пустоты по оолитам и порода становится сильно пористой.

Еще более «ажурными» являются доломитизированные разности ракушечников и раковинно-детритусовых известняков, где имеется много крупных пор по фауне (до 50% площади шлифа). Скелетные остатки всех гастропод и многих пелеципод при доломитизации растворяются, и по стенкам пустот располагаются равновеликие прозрачные зерна доломита, до 0,04 мм величиной (табл. II, фиг. 8). Микрозернистый кальцит, из которого состояли ядра моллюсков и цемент ракушечника, почти полностью замещается мелкими зернами доломита (до 0,01 мм). Сохранившиеся участки кальцита имеют прихотливые очертания; иногда остаются лишь тонкие полоски микрозернистого кальцита, обросшие прозрачными зернами доломита. Они напоминают бисер, нанизанный на нитку.

Химические анализы доломитизированных пород (табл. 1, анализы 16—18) показывают изменчивое содержание MgO — от 2,17 до 18,12%. Имеются слабо доломитизированные разности, где содержание доломита от общей суммы карбонатов составляет 11—23% (анализ 16, табл. 1), но есть немало пород, в которых содержание доломита значительно

больше — от 55 до 89% (табл. 1, анализ 17); в среднем степень доломитности составляет 56% (табл. 1, анализ 18).

Из изложенного видно, что доломитизированные породы резко отличаются от описанных выше доломитов и мергелей: 1) неоднородным составом и изменчивым содержанием доломита, 2) следами замещения кальцита доломитом, 3) избирательным характером замещения, 4) большей крупностью зерен доломита и равновеликостью их, 5) значительной пористостью доломитизированных пород и 6) присутствием многочисленных остатков фауны, которые при слабой доломитизации остаются неизменными, а в сильно доломитизированных породах растворены.

К сказанному следует добавить, что доломитизированные породы нередко подвергались затем кальцитизации (раздоломичиванию), чего не наблюдается в тонкозернистых однородных доломитовых осадках. Все отмеченные отличительные черты делают необходимым выделение доломитизированных пород в особый тип. Происхождение их не вполне ясно. То обстоятельство, что доломитизированные известняки перемежаются с тонкозернистыми доломитами или замещают их по простиранию (рис. 1—3), заставляет думать, что они связаны парагенетически. Но часть доломитизированных пород, несомненно, образовалась в более позднюю стадию бытия пород и это было связано, вероятно, с воздействием пластовых вод. В пользу этого говорит высокое содержание магния (до 200 мг-экв.) в межпластовых водах палеогена Ферганы.

3. СООТНОШЕНИЕ ДОЛОМИТОВ С ДРУГИМИ ПОРОДАМИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ДОЛОМИТОВЫХ ОСАДКОВ В ПОЗДНЕАЛАЙСКОЕ И СРЕДНЕТУРКЕСТАНСКОЕ ВРЕМЯ

Распределение верхнеалайских осадков в южной части залива отражено на двух схемах (рис. 3 и 5). Первая из них, протяженностью 300 км, имеет широтное направление (от района г. Ура-Тюбе до меридиана г. Ош), почти параллельное древней береговой линии, но центральная часть схемы (пункты VII—XII) показывает осадки зоны, значительно удаленной от берега, а левая и правая части (пункты I—VI и XIII) характеризуют более прибрежные участки.

Вторая схема (рис. 5) иллюстрирует изменения, происходившие в осадках по мере приближения к южной суше, причем пункт III этой схемы соответствует пункту VIII первой схемы.

Уже при первом литологическом изучении палеогена Южной Ферганы В. Б. Татарский отметил приуроченность доломитов к средней части верхнеалайских отложений и дал следующую схему строения этих отложений (горизонт «*l*»):

нижняя часть — известняки с примесью песчано-глинистого и песчаного материала;

средняя часть — доломиты и доломитизированные известняки, перемежающиеся с прослоями устричников;

верхняя часть — органогенно-обломочные и органогенно-шламмовые известняки с доломитизированным цементом.

Наши исследования показали, что такое трехчленное строение характерно только для отложений зоны, сравнительно удаленной от берега. Как видно на схеме, доломитовые осадки образуют крупную линзу, прослеживаемую на протяжении 150 км (рис. 3, пункты VII—XII), а на западе и на востоке (пункты I—VI и XIII) они замещаются известковыми осадками (мелкодетритусовыми, ракушечными, оолитовыми). Еще менее применимой оказалась эта схема строения для северной части депрессии, где в одних разрезах средняя часть горизонта «*l*» представлена терриген-

ными осадками, а в других — доломиты и доломитизированные известняки имеются как в нижней, так и в средней частях горизонта «*l*».

Такое разнообразие отложений весьма затрудняло их точную увязку и выявление закономерностей распределения доломитовых осадков. Только привлечение палеонтологических материалов позволило разрешить эти вопросы.

При комплексном изучении осадков и фауны верхнеалайских отложений в Южной Фергане еще в поле было отмечено, что в средней части толщи, где преобладают доломиты, фауна резко беднеет и в редких прослоях известняков-ракушечников встречаются только однообразные мелкие гастроподы и пелециподы[1]. В дальнейшем выяснилось, что этот комплекс моллюсков пользуется широким распространением также в отложениях северной части Ферганской депрессии, где карбонатные осадки быстро замещаются терригенными. Это позволило увязать удаленные разрезы и расчленить отложения верхней части алайского яруса во всей Ферганской депрессии на три пачки: нижнюю и верхнюю, сложенные преимущественно известняками, заключающими разнообразную фауну, и среднюю, представленную доломитами, терригенными породами и известняками с обедненной фауной.

Распространение основных групп макрофауны в верхнеалайских отложениях показано на рис. 2, 4 и 6. Известковые осадки нижней пачки (Al_2^1), местами содержащие значительную терригенную примесь, были населены устрицами *Turkostrea turkestanensis* Rom., пелециподами (*Meretrix*, *Cardita*, *Panopaea*, *Lucina*, *Cardium*, *Nucula* и др.), гастроподами *Turritella*, мшанками и серпулами. Все эти организмы были так многочисленны, что остатки их составляли бо́льшую часть донных осадков. Местами на песчано-известковых грунтах обитали морские ежи *Scutellina orientalis* Vial. et Man.

Представители тех же видов и родов населяли и образовывали известковые осадки конца позднеалайского времени (верхняя пачка, Al_2^3); здесь не обнаружены только цельные панцыри иглокожих, но местами встречаются очень многочисленные обломки их.

В доломитовых и глинисто-доломитовых осадках средней пачки (Al_2^2) остатки макробентоса не обнаружены, а перемежающиеся с ними или замещающие их известковые осадки (иногда доломитизированные) были заселены многочисленной, но бедной по видовому составу фауной — мелкорослыми пелециподами (*Meretrix tschangirtaschensis* Liwer., *Diplodonta* aff. *renulata* Desh.) и мелкими же гастроподами *Eulima*. Местами массами селились *Unio*. Чрезвычайно редки были устрицы и другие пелециподы и гастроподы, широко распространенные в начале и конце верхнеалайского времени. Они населяли только юго-западную часть залива (рис. 4, пункты I—VI), где, наоборот, отсутствовали представители указанного обедненного комплекса. Объяснение этого явления будет дано ниже.

Приведенный материал достаточно наглядно иллюстрирует качественные и количественные изменения состава бентоса и донных осадков, происходившие в позднеалайское время. Эти изменения отчетливо выявляют трехчленное строение верхнеалайских отложений, которое было намечено В. Б. Татарским для Южной Ферганы, а теперь прослеживается почти на всей доступной для изучения площади Ферганской депрессии. Для выяснения причин этих изменений необходимо привлечь палеогеографические данные и восстановить историю развития Ферганского залива в позднеалайское время.

---

[1] Указание В. Б. Татарского на присутствие здесь устричников ошибочно.

Для начала, середины и конца позднеалайского времени мною составлены три схематические карты, на которых показано также распределение основных групп макробентоса (по определениям Е. В. Ливеровской и Р. Ф. Геккера).

В начале позднеалайского времени (рис. 7) Ферганский залив имел широкое сообщение с другими частями палеогенового моря через запад-

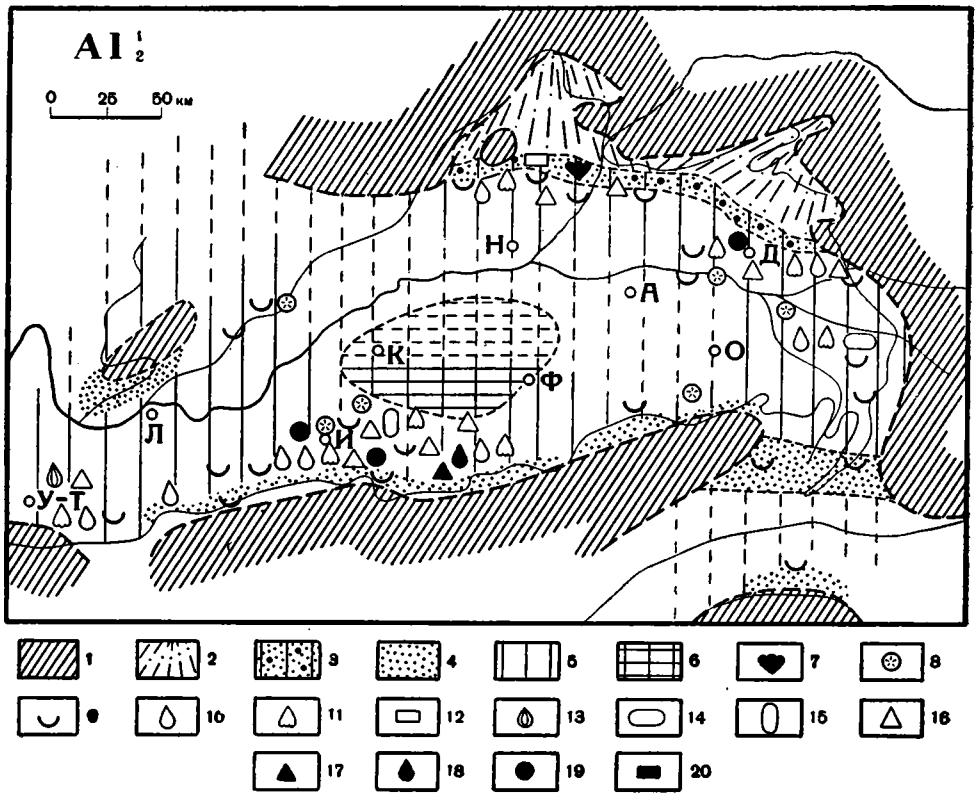


Рис. 7. Схематическая карта осадков и населения Ферганского залива в начале позднеалайского времени.

1 — суша; *2* — красноцветные дельтовые осадки. Морские осадки: *3* — терригенно-известковые осадки (галечники и гравийники с обильным известковым цементом, песчано-известковые илы); *4* — пески и алевриты; *5* — разнообразные известковые осадки (детритусовые, устричные, ракушечные, оолитовые, илистые); *6* — тонкие глинисто-известковые и известково-доломитовые илы; *7* — известковые водоросли; *8* — морские ежи; *9* — устрицы; *10* — *Meretrix* (разные виды); *11* — *Cardita*; *12* — *Panopaea*; *13* — *Cardium*; *14* — *Leda*; *15* — *Nucula*; *16* — *Turritella*; *17* — *Eulima*; *18* — *Meretrix tschangirtaschensis* L i w e r.; *19* — *Diplodonta* aff. *renulata* D e s h.; *20* — *Unio*. На всех схематических картах предполагаемое распространение осадков показано пунктиром. Тонкой сплошной линией показан контур современного палеозойского обрамления Ферганской депрессии.

У-Т — Ура-Тюбе; *Л* — Ленинабад; *И* — Исфара; *Ф* — Фергана; *К* — Коканд; *Н* — Наманган; *А* — Андижан; *О* — Ош; *Д* — Джалал-Абад.

ный пролив, находившийся между современными Туркестанским и Чаткальским хребтами. В юго-восточном, Алайском проливе, где развиты песчаные осадки, повидимому, существовало мелководье, возможно, несколько затруднявшее водообмен.

В заливе терригенный материал концентрировался преимущественно в узкой прибрежной полосе. На севере, вблизи речных выносов, он был более грубым — гальки, гравий, разнозернистый песок — и отлагался вместе с известковым илом; на юге накоплялись менее карбонатные пески и алевриты с редкими гальками. В этой зоне с сильно подвижной водой

и большим поступлением терригенного материала население было немногочисленным.

Обильная и более разнообразная фауна селилась несколько глубже, в мелководной зоне. Соответственно здесь возрастало количество органогенных осадков — детритусовых, устричных и ракушечных; наряду с ними встречались оолитовые накопления и глинисто-известковые илы. Тонкие известково-доломитовые илы известны лишь в удаленной от берега зоне, в южной части бассейна (рис. 3, пункт VIII). Можно предполагать, что большее распространение они имели в центре залива. В более мелководной зоне они замещались детритусовыми известковыми осадками (рис. 5, пункты II, III).

Значительные изменения в конфигурации залива произошли в середине позднеалайского времени, когда усилились восходящие движения на суше, окружавшей Ферганский залив, и снос терригенного материала увеличился настолько, что на многих участках северной окраины залива карбонатные осадки сменились гравийно-песчано-глинистыми.

Полоса суши возникла в области современного Кураминского хребта [1], о чем говорит появление галек палеозойских пород в осадках северо-западной части залива и присутствие в них *Unio* — формы, которая могла существовать только в опресненной прибрежной зоне.

Присутствие галек палеозойских пород в осадках удаленной от берега зоны (к юго-востоку от Андижана) свидетельствует о возникновении подводных гряд или островов внутри залива (рис. 8,I); вероятно они располагались на месте современных палеозойских массивов, тянущихся с юга к Джалал-Абаду (Осипова, 1949).

Однако на других участках залива, как видно по соотношениям мощностей осадков (рис. 3, пункты I и XII; рис. 5, пункты I—III), преобладали нисходящие движения. Об этом свидетельствует также и большое распространение весьма тонкозернистых доломитовых осадков, отлагавшихся, как показывают их структурные и текстурные особенности, в тиховодной зоне. Площадь, занятая этой зоной, весьма увеличилась по сравнению с началом позднеалайского времени (Al_2^1), когда такие осадки едва улавливались; в конце же позднеалайского времени (Al_2^3) в южной части залива они совсем отсутствовали.

Это позволяет предполагать, что в середине позднеалайского времени значительно увеличилась котловина, находившаяся в центральной части Южной Ферганы.

Некоторые детали строения слоев, подстилающих доломиты, показывают, что перед отложением доломитовых илов подвижность воды на обширных участках дна южной части залива была очень сильной. Так, во многих пунктах Южной Ферганы, расположенных на площади около 140 км², доломитовые глины основания средней пачки лежат на абрадированной, ровной, как стол, поверхности устричных известняков (рис. 5, пункты II, III, уровень А—А; рис. 3, пункты VII, VIII; рис. 9). При внимательном рассмотрении этой поверхности видно, что массивные и прочные раковины устриц не образуют выступов, а срезаны наравне с цементирующим их карбонатом; следовательно, к моменту размыва цемент был таким же твердым, как и раковины.

Р. Ф. Геккер (1948), неоднократно наблюдавший такие поверхности в известняках ордовика и верхнего девона Ленинградской и Псковской областей, полагает, что каменное сглаженное дно образуется в полосе

---

[1] В. И. Попов (1938) указывает, что Н. П. Васильковский наметил цепь поднятий по оси Кураминского хребта, где среди сплошного развития мелово-палеогеновой абразионной поверхности сохранились отдельные вершины, не затронутые абразией.

сильных донных течений. Но возможно, что такая абразия могла происходить и в зоне сильного волнения, на мелководье.

Более мелкие размывы, с образованием галек из подстилающего слоя, отмечаются в глинах, покрывающих абрадированную поверхность, и в вышележащем слое известняка, залегающем непосредственно под доломитами (рис. 5, пункты II, III). Выше, в слоях доломитов, доломитовых

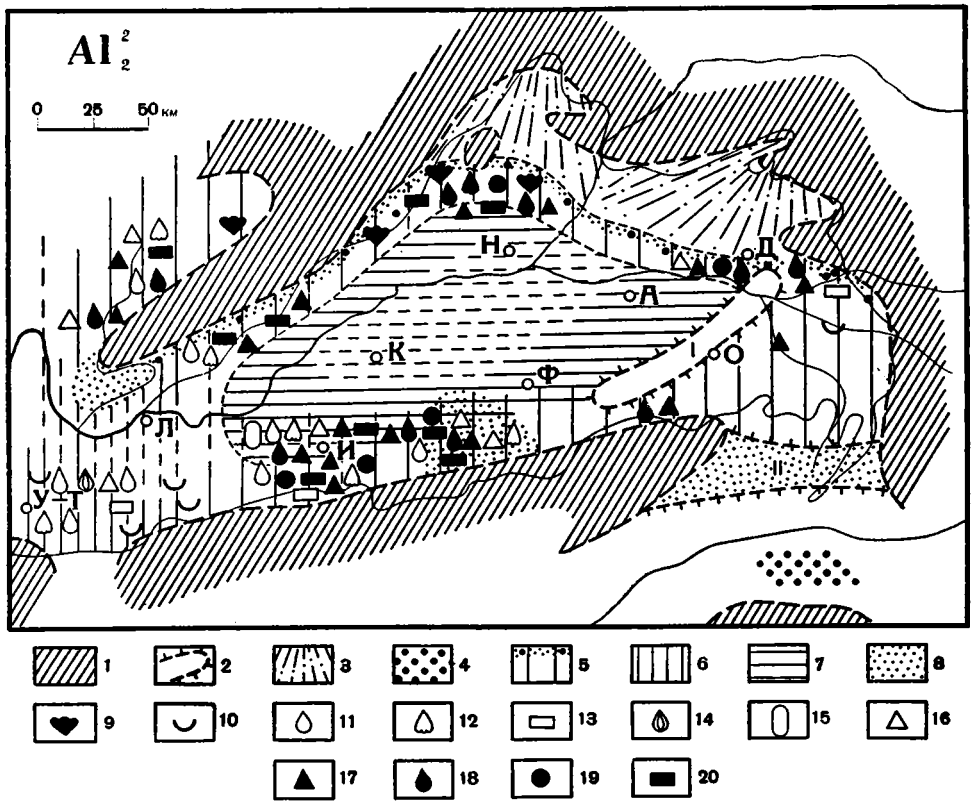


Рис. 8. Схематическая карта осадков и населения Ферганского залива в середине позднеалайского времени.

1 — суша; *2* — подводные гряды или острова (*I* — Карачатырская, *II* — Алайская); *3* — красноцветные дельтовые осадки; *4* — красноцветные песчано-глинистые осадки неясного генезиса. Морские осадки; *5* — известковые осадки — оолитовые, милиолидовые, ракушечные, детритусовые; в прибрежной зоне обогащены терригенным материалом; *6* — глинисто-известковые илы, детритусовые и устричные известковые осадки юго-западной части залива; *7* — доломитовые и глинисто-доломитовые илы, местами с примесью песка и алеврита; в южной части перекрещиванием знаков *5* и *7* показано чередование доломитовых илов с ракушечниками и другими известковыми осадками; *8* — песчаные осадки; *9* — известковые водоросли; *10* — устрицы; *11* — *Meretrix* (разные виды); *12* — *Cardita*; *13* — *Panopaea*; *14* — *Cardium*; *15* — *Nucula*; *16* — *Turritella*; *17* — *Eulima*; *18* — *Meretrix tschangirtaschensis* Liwer.; *19* — *Diplodonta* aff. *renulata* Desh.; *20* — *Unio*.

мергелей и доломитизированных известняков следы размыва отсутствуют, но в самом верху средней пачки вновь появляются тонкие прослои брекчии, образованной из перемытых тонкозернистых доломитов (рис. 5, пункты II, III; рис. 10, слои 4—6); местами же граница средней и верхней пачек отмечена довольно крупным размывом с резко неровной поверхностью и обломками подстилающих доломитов до 20 см в диаметре (рис. 5, пункт III; рис. 10, слои 7—8).

Интересно, что эти внутриформационные размывы наблюдаются не во всех участках южной части залива, а локализованы: на западе в пунктах VII, VIII, на востоке в пункте XII (рис. 3) и на юге в пункте II (рис. 5);

они как бы намечают борта центральной впадины, в пределах которой осадки размывам не подвергались.

Схема, данная на рис. 8, не передает сложной и быстрой смены осадков и фауны, происходившей в течение всего рассматриваемого отрезка времени. Она фиксирует только первый этап этого времени, когда снос с суши не достиг максимума и выносы лишь несколько увеличились по сравнению с началом позднеалайского времени (рис. 7). В периферической полосе залива отлагались известковые осадки, литологически близкие к накоплявшимся в начале позднеалайского времени, но в более глубоководных участках широкое распространение получили тонкие доломитовые и глинисто-доломитовые илы.

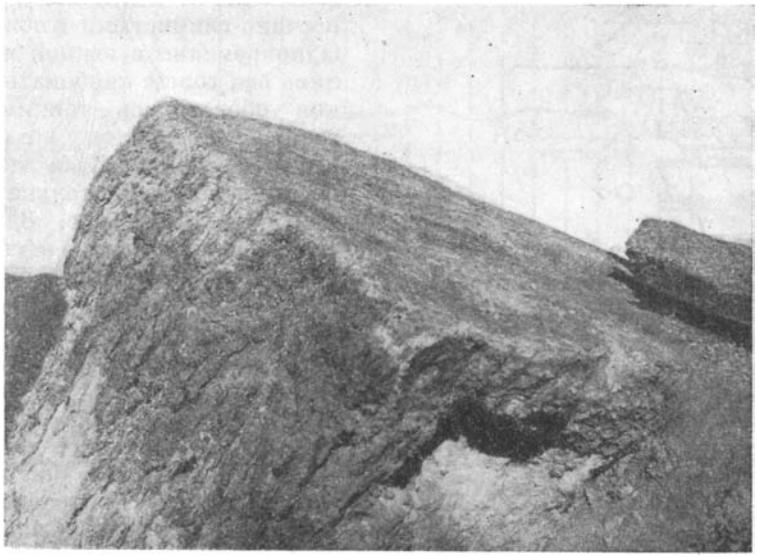


Рис. 9. Абрадированная поверхность верхнеалайских известняков. Южная Фергана.

При сравнении карт рис. 7 и 8 особенно наглядно выступает изменение состава комплекса моллюсков, происшедшее в середине позднеалайского времени. Если в начале позднеалайского времени *Diplodonta* aff. *renulata* D e s h., *Meretrix tschangirtaschensis* L i w e r. и *Eulima* встречались очень редко, то в середине позднеалайского времени они стали обитать почти на всей площади залива.

Значительное распространение *Unio* (пресноводной формы), обеднение фауны видами и богатство особями, мелкорослые раковины моллюсков — все это говорит о сильном понижении солености вод залива. В мелководной зоне Северной Ферганы в это время исключительно большое развитие получили милиолиды: они стали породообразующими. Массовое распространение милиолид, при почти полном отсутствии других фораминифер, по заключению Н. К. Быковой и Н. Н. Субботиной, указывает также на понижение солености.

Обедненный комплекс фауны включает, по Е. В. Ливеровской (1953), три сообщества: 1) *Eulima* — *Meretrix tschangirtaschensis* L i w e r., 2) *Diplodonta* и 3) *Unio*. Прослеживая их пространственное распределение, мы установили, что *Unio* встречаются преимущественно вблизи береговой линии. Так, их много в Северной Фергане и в центральной части Южной Ферганы. В последней частота нахождения, количество экземпляров и

число двустворчатых раковин возрастают по направлению к древней береговой линии. Два другие сообщества населяли более широкую полосу, но также тяготели к части бассейна с пониженной соленостью. Это определилось особенно отчетливо на втором этапе рассматриваемого времени, когда увеличился снос терригенного материала и дельтовые выносы на северной окраине продвинулись настолько, что перекрыли почти повсюду полосу известковых осадков красными, зелеными и желтыми гравийно-песчано-глинистыми отложениями. Одновременно в южной части залива вся толща карбонатных осадков обогатилась тонким терригенным материалом, но песчаные выносы с южной суши здесь были ограничены сравнительно небольшим участком (рис. 3, пункты IX, X), вероятно, отмечающим впадение реки (Палеосох). Именно в этом районе весьма многочисленны были *Unio*, *Eulima* и *Meretrix tschangirtaschensis*. Другие виды *Meretrix*, а также *Cardita* и *Turritella* здесь были редки; они чаще встречались западнее, в части, тяготевшей к проливу, через который притекали из открытого моря воды с нормальной морской соленостью. Только здесь и сохранился комплекс фауны, подобный населявшему Ферганский залив в начале позднеалайского времени: устрицы, многочисленные *Meretrix*, *Cardita*, *Turritella*, *Cardium*, *Panopaea*, мшанки и другие [1].

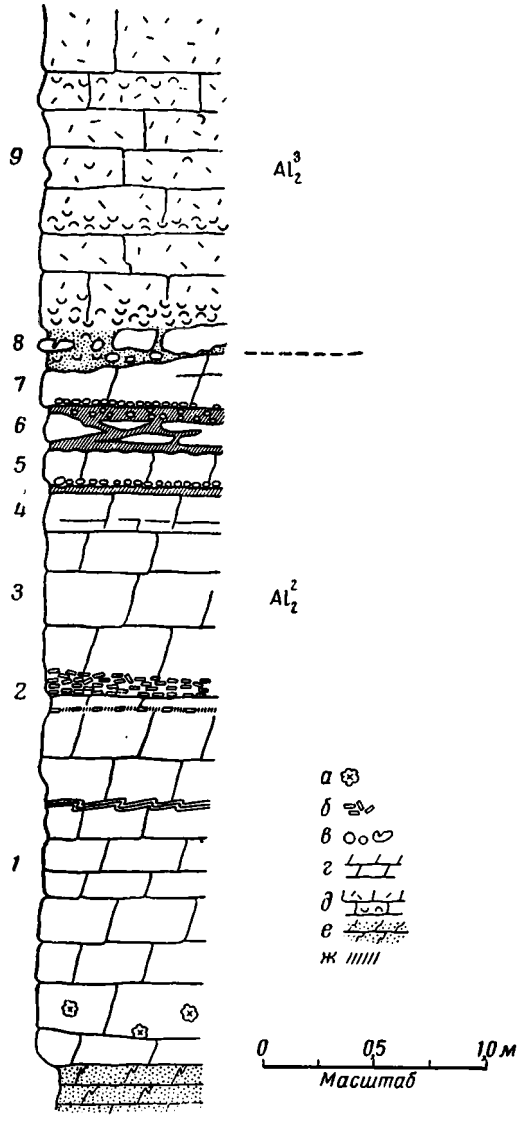


Рис. 10. Доломитовые осадки со следами размывов и мелкой складчатостью подводного оползания. (Южная Фергана соответствует пункту II на рис. 3).

а — конкреции кремня; *б* — копрогенный материал; *в* — обломки размытого доломита; *г* — доломит; *д* — известняк; *е* — доломитовый мергель с алевритом; *ж* — прослои глины.

В восточной части залива, где в начале позднеалайского времени существовали довольно разнообразные пелециподы, для середины позднеалайского времени известны лишь мелкие *Eulima*. Повидимому, в этот отрезок времени связь через Алайский пролив была более затрудненной (обмеление или сужение пролива), чем в начале позднеалайского времени и в конце его, когда здесь вновь появились устрицы, *Cardita*, морские ежи и др.

[1] Обедненная фауна найдена также к западу от Кураминского п-ова; повидимому, она обитала в бухте (между Кураминским и Чаткальским палеозойскими массивами), где соленость также была понижена. Некоторые представители обедненного комплекса

Осадки и фауна бассейна, существовавшего в конце алайского века (Al_2^3), отличались большой однородностью почти на всей известной территории (рис. 11). Широко были распространены известковые детритические, часто серпуловые и устричные отложения. Тонкие известково-доломитовые илы известны лишь в северо-восточной части залива; распространение их можно предполагать и в центральной части.

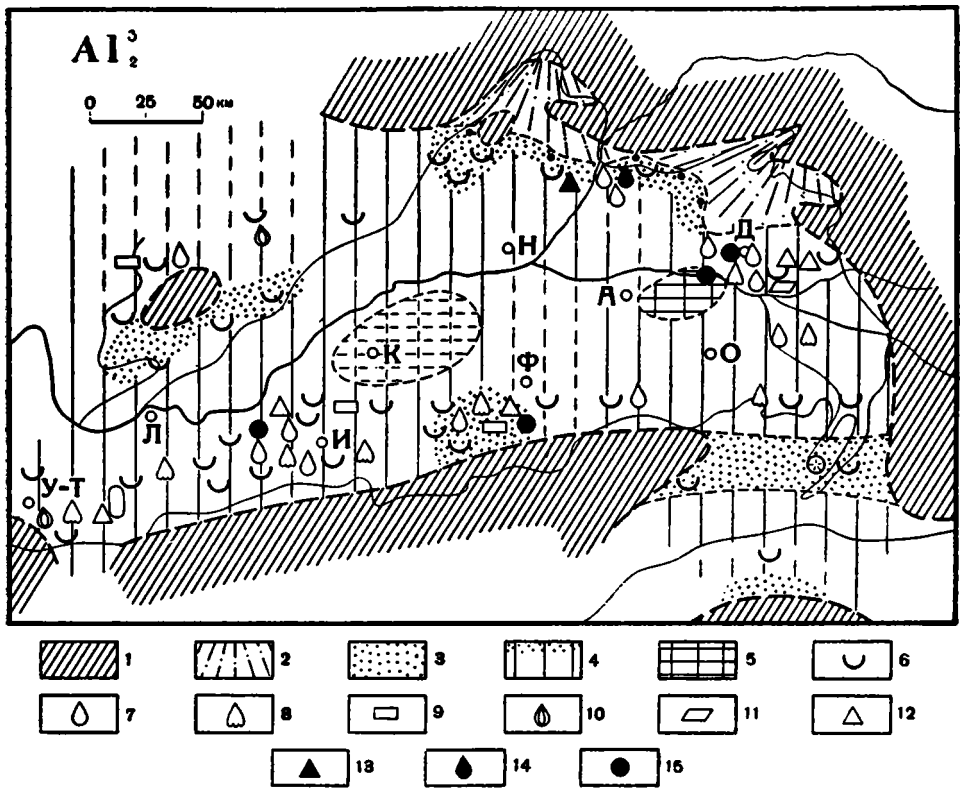


Рис. 11. Схематическая карта осадков и населения Ферганского залива в конце позднеалайского времени.

1 — суша; *2* — красноцветные дельтовые осадки. Морские осадки: *3* — пески и гравий; *4* — детритусовые, устричные, оолитовые, илистые известковые осадки; у берега обогащаются песком и гравием; *5* — доломито-известковые илы; *6* — устрицы; *7* — *Meretrix* (разные виды); *8* — *Cardita*; *9* — *Panopaea*; *10* — *Cardium*; *11* — *Tellina*; *12* — *Turritella*; *13* — *Eulima*; *14* — *Meretrix tschangirtaschensis* Lwer.; *15* — *Diplodonta* aff. *renulata* Desh.

Примесь песчаного и гравийного материала имеется в осадках северной части залива, на западе вблизи острова, а также по южной окраине, где и для предыдущего времени намечалось место впадения реки. Песчаные мелководные осадки, в разной степени известковистые, отлагались и в Алайском проливе. Здесь, кроме многочисленных устриц (*Turkostrea*), обитали и крупные морские ежи, что указывает на близкую к нормальной соленость в этом участке бассейна и, следовательно, на достаточно свободное сообщение через Алайский пролив.

На основании данных о распространении осадков и фауны мы можем установить, что Кураминский п-ов исчез, расширился западный пролив и улучшилась связь с другими частями палеогенового бассейна Средней

обнаружены на том же стратиграфическом уровне в отложениях алайского яруса на р. Зеравшан, однако в Таджикской депрессии они пока неизвестны.

Азии. Анализ мощностей показывает, что прогибание в разных частях залива различалось не столь резко, как в середине позднеалайского времени. Это косвенно указывает на более ровный рельеф дна залива, что также способствовало лучшему обмену вод.

Вследствие этих изменений в бассейне восстановился комплекс фауны, близкий к существовавшему в начале позднеалайского времени (рис. 4 и 7). Немногочисленные *Eulima* и *Meretrix tschangirtaschensis* L i w e r. ютились только в северной прибрежной части бассейна, где сказывалось влияние пресных вод. В сходных условиях встречены и *Diplodonta*, но вместе с многочисленными другими моллюсками. Остатки *Unio* не обнаружены.

Большое сходство отложений, фауны и палеогеографической обстановки Ферганского залива в начале и конце позднеалайского времени позволяет рассматривать осадки этих двух отрезков времени как генетически близкие образования. Для них, несколько схематизируя, можно дать такой последовательный ряд. Непосредственно к дельтовым красноцветам примыкали осадки литоральной зоны — гравийные пески и галечники с карбонатным цементом, известковые осадки с примесью терригенного материала. Далее шла широкая полоса осадков мелководной зоны — детритусовые известковые и оолитовые осадки, устричники, ракушечники, тонкие известковые и известково-глинистые илы и, наконец, тонкие доломитово-известковые илы.

В этом ряду большое количество осадков образовано остатками организмов, относительно мало было оолитовых накоплений, много тонкозернистых илов, но преимущественно известковых и населенных довольно разнообразной фауной.

Интересно рассмотреть степень доломитности осадков этого ряда. О ней дают представление анализы 4—6, 8, 10—12 табл. 1. Степень доломитности колеблется от 0 до 5% в большинстве осадков и поднимается до 46% в отложениях наиболее удаленной зоны (табл. 1, анализ 12).

Существенно отличный ряд составляют осадки середины позднеалайского времени (Al_2^2). Крайними членами его, как и в первом ряду, являются литоральные осадки — терригенные или карбонатные с примесью терригенного материала. Местами породообразующими были сине-зеленые водоросли. В мелководной зоне большое развитие имели оолитовые и милиолидовые известковые осадки, ракушечники, детритусовые осадки, с глубиной сменявшиеся тонкими доломитовыми и доломитово-глинистыми илами.

Отличительные черты этого ряда: относительно небольшое количество отложений, образованных остатками организмов, и преобладание осадков, которые если не полностью, то в значительной степени являются хемогенными образованиями.

Степень доломитности первых членов этого ряда остается почти невыясненной; она известна только для водорослевых образований и мелкодетритусовых осадков (табл. 1, анализы 7, 9). У первых она довольно высока (13%), что, возможно, является следствием способности водорослей концентрировать соли магния, а у вторых составляет всего 1%. Высокой степенью доломитности (93—100%) характеризуются тонкие доломитовые и доломитово-глинистые осадки (табл. 1, анализы 13—15). Это показывает, что в середине верхнеалайского времени происходило не только увеличение площади, занятой доломитовыми илами, но и возрастала интенсивность доломитообразования.

Только на некоторых участках дна, например в предпроливной юго-западной части залива, где соленость не отличалась резко от нормальной морской, доломитовые осадки не образовывались, а комплекс фауны не заключал форм, указывающих на значительное понижение солености.

Суммируя изложенное, мы приходим к заключению, что изменения минерального состава карбонатных осадков Ферганского залива и бентоса, обитавшего в нем, происходили одновременно и отражали изменения характера всего водоема. Так, в начале и конце позднеалайского времени, когда залив имел свободное сообщение с открытым морем, в нем накоплялись преимущественно известковые осадки, фауна была относительно разнообразной, а доломитообразование было ослаблено.

В середине позднеалайского времени, когда усилились восходящие движения, залив стал более замкнутым и обмен вод с открытым морем ухудшился. Вследствие этого сильно проявилось опресняющее действие рек и соленость вод залива значительно понизилась. Это отразилось как на населении, так и на осадках залива: фауна обеднела, на многих участках залива поселились *Unio*, а среди донных осадков широкое распространение получили доломитовые илы, в той или иной степени обогащенные тонкозернистым терригенным материалом.

Если мы вспомним, что воды рек, впадающих в Ферганский залив, были высококарбонатны и несли значительное количество солей магния, то становится понятным, почему сильное понижение солености вод залива оказалось благоприятным для образования доломита в донных илах.

Следует отметить, что экологический анализ фауны, населявшей Ферганский залив в начале и конце позднеалайского времени, показывает, что и ее нельзя считать нормальной морской, как это делали до последнего времени. Р. Ф. Геккер установил, что в ней отсутствуют такие чисто морские группы животных, как кораллы, плеченогие, нуммулиты, и очень бедно представлены иглокожие; все они существовали в других частях палеогенового бассейна Евразии. Е. В. Ливеровская (1953), изучавшая брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков, отметила массовое развитие *Meretrix* и *Cardita* при почти полном отсутствии форм, обитавших в морях с нормальной соленостью, и пришла к заключению, что фауна такого типа характерна для солоноватоводных палеогеновых бассейнов.

Эти экологические выводы хорошо согласуются с приведенными выше данными о постоянном поступлении речных вод в Ферганский залив, которые, очевидно, всегда несколько понижали соленость вод залива. Однако лишь при затрудненном сообщении с открытым морем опреснение достигало такой степени, что приводило к сильному обеднению фауны и к значительному обогащению донных осадков магнезиальными соединениями.

Такие явления имели место не только в середине позднеалайского времени, но и в более поздний этап развития Ферганского бассейна — в среднетуркестанское время.

В начале туркестанского века, следующего за алайским, в Ферганском заливе накоплялись преимущественно глинистые осадки, заключающие глауконит, что указывает на приближение солености к нормальной морской. Об этом свидетельствует и состав комплекса моллюсков раннетуркестанского времени, который включает многих представителей таких стеногалинных родов, как *Leda*, *Nucula*, *Crassatella* и *Pecten*, которые почти отсутствовали в бассейне конца алайского века. Изменение солености было следствием углубления проливов и лучшего сообщения с открытым морем.

В конце раннетуркестанского времени осадки стали более карбонатными и, как показывает послойный анализ фауны, происходило отсеивание стеногалинных форм и общее качественное и количественное обеднение моллюсков.

В начале среднетуркестанского времени (Trk_2^1 или горизонт «m_1» К. П. Калицкого) карбонатные отложения снова заняли почти всю

площадь залива (рис. 12). Типы осадков были весьма сходны с отлагавшимися в середине позднеалайского времени: здесь были развиты оолитовые, милиолидовые, ракушечные и детритусовые известковые осадки, иногда доломитизированные (табл. I, фиг. 3 и 4; табл. II, фиг. 8), а также тонкозернистые известково-доломитовые и доломитовые илы.

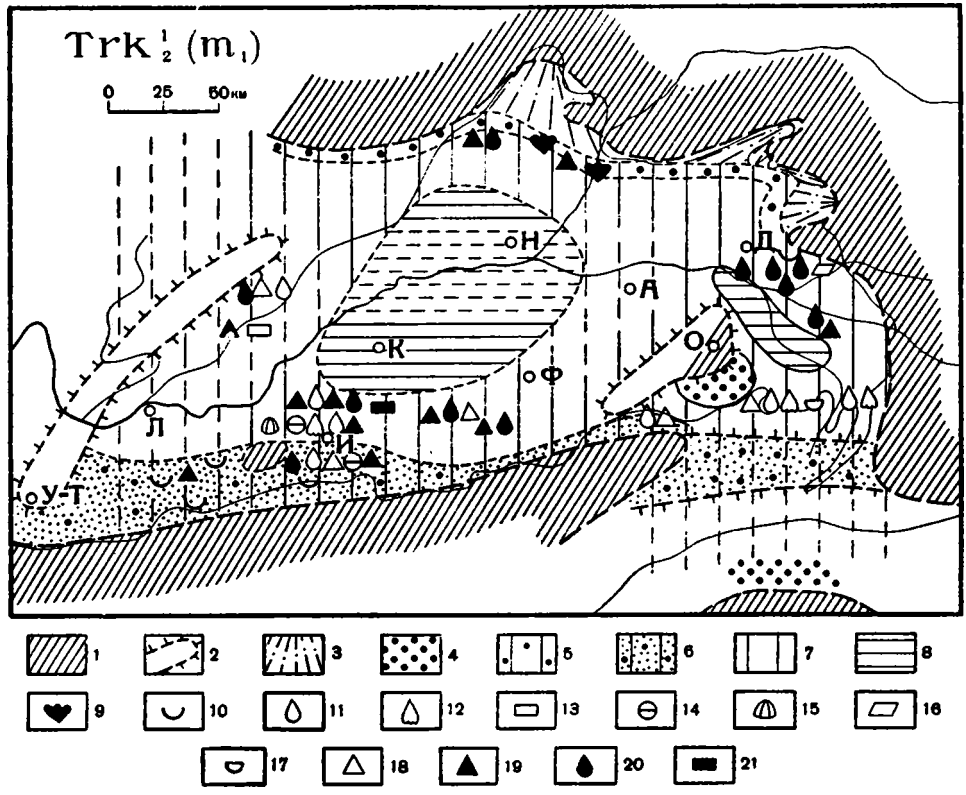


Рис. 12. Схематическая карта осадков и населения Ферганского залива в начале среднетуркестанского времени.

1 — суша; *2* — подводные гряды или острова; *3* — красноцветные дельтовые осадки, *4* — красноцветные песчано-глинистые осадки неясного генезиса. Морские осадки: *5* — терригенно-известковые осадки, местами с грубым обломочным материалом; *6* — алевриты и алевритово-известковые илы, перемежающиеся с детритусовыми осадками; *7* — известковые осадки: детритусовые, ракушечные, водорослевые, илистые; в северной части залива преимущественно оолитовые и милиолитовые осадки; *8* — известково-доломитовые и доломитовые илы; *9* — известковые водоросли; *10* — устрицы; *11* — *Meretrix* (разные виды); *12* — *Cardila*; *13* — *Panopaea*; *14* — *Lucina*; *15* — *Cardium*; *16* — *Tellina*; *17* — *Modiola*; *18* — *Turritella*; *19* — *Eulima*; *20* — *Meretrix tschangirtaschensis* Liwer.; *21* — *Unio*.

Доломитовые осадки занимали (как видно на рис. 12) меньшую площадь, чем в середине позднеалайского времени: намечаются два изолированных участка их развития — более крупный в центре залива, и небольшой — в северо-восточной части.

Из числа организмов, населявших Ферганский залив в среднетуркестанское время, совсем исчезли представители стеногалинных пелеципод; чрезвычайно сократилось количество устриц, которые в раннетуркестанское время образовывали мощные устричники. Но широкое распространение вновь приобрели формы, приспособленные к обитанию в водах с пониженной соленостью, ранее имевшие массовое распространение в середине позднеалайского времени: *Eulima*, *Meretrix tschangirtaschensis* и милиолиды; в одном пункте обнаружены также *Unio*. Интересно, что ни

одна из этих форм не найдена в юго-восточной части залива, вблизи Алайского пролива, через который поступали воды из Таджикского моря. Очевидно, в предпроливной зоне соленость не снижалась так значительно, как в других частях залива; водообмену, вероятно, препятствовали острова в области Карачатырской гряды, к востоку от которой отлагались красноцветные осадки.

В крайних западных участках Ферганской депрессии отложения этого возраста отсутствуют; вероятно, здесь существовали поднятия (надводные или подводные), которые затрудняли сообщение с открытым морем.

При сравнении карт (рис. 8 и 12) видно, что палеогеографическая обстановка середины позднеалайского времени не повторилась полностью в среднетуркестанское время; все же большое сходство осадков и фауны двух этих отрезков времени свидетельствует о том, что основные физико-географические особенности (затрудненное сообщение с открытым морем и поступление большого количества пресных вод), свойственные заливу в середине позднеалайского времени, были присущи ему и в начале среднетуркестанского времени. Таким образом, связь доломитообразования с понижением солености вод в заливе устанавливается вполне отчетливо.

Из изложенного видно, что Ферганский залив палеогенового моря представлял весьма своеобразный тип доломитообразующего бассейна. До последнего времени было известно, что образование доломитов происходило в морях, соленых лагунах, углемагниевых и содовых озерах (Страхов, 1951). Теперь к этому перечню следует добавить заливы морей аридной зоны, принимавшие большое количество речных вод, богатых карбонатами и солями магния.

Об условиях образования доломитов описанного типа существуют, как указывалось выше, и другие представления. Так, В. Б. Татарский (1937) полагал, что доломиты алайского и туркестанского ярусов Ферганы образовались, как и гипсоносные доломиты бухарского яруса Таджикской депрессии, в условиях несколько повышенной солености и отсутствия значительного приноса терригенного материала, в полузамкнутых неглубоких теплых бассейнах.

А. М. Габрильян (1951, 1952), характеризуя условия образования доломитов алайского яруса, обрисовал их по-разному для южной и северной частей Ферганского залива. В первой работе он пишет: «Смена известняковой фации с остатками устриц, доломитовой, с одновременным исчезновением макрофауны, свидетельствует о развитии положительных движений, вследствие чего в этой части Южной Ферганы в условиях выпаривавшегося морского бассейна шло образование доломитов». «Движения этого времени фиксируются и в Чангырташском разрезе, где в средней части карбонатной пачки алайского яруса проходят глинистые прослои и доломиты, весьма сильно обогащенные обломочным (песчаным) материалом, делящие, таким образом, карбонаты данного яруса на горизонты «l_1» и «l_2» (Габрильян, 1951, стр. 73. Разрядка наша. — *А. О.*).

Условия образования доломитов, обогащенных обломочным материалом, А. М. Габрильян в этой статье не рассматривал, но осветил их в следующей работе (1952). Здесь указывается, что такие доломиты (подтип IIб) встречаются в мелу и в алайском ярусе и тяготеют к северной полосе Ферганской депрессии, так что северная суша «как бы опоясывалась лентой доломитов подтипа IIб, протягивающейся в Приташкентский район» (Габрильян, 1952, стр. 61).

Далее А. М. Габрильян пишет, что отсутствие гипса и обогащенность доломитов этого подтипа обломочным материалом «отнюдь не свидетельствуют о повышенной солености вод морского бассейна, в котором шло их накопление. Напротив, можно думать о некотором снижении этой

солености за счет привноса, притом значительного привноса пресных вод с суши. Зона аккумуляции в это время имела свободную связь с открытым морем.

«Тесная связь, наблюдающаяся между поступлением обломочного материала в морской бассейн и образованием доломитов подтипа IIб, позволяет предполагать, что прибрежные участки моря, которые располагались в непосредственном соседстве с местами впадения в него речных потоков, именно и являлись зонами накопления осадков данного типа. При таком понимании доломиты, обогащенные обломочным материалом, должны располагаться полосой, окаймляющей типичные обломочные дельтовые отложения с внешней, обращенной к морю стороны» (там же, стр. 62). На палеогеографических схемах алайского века А. М. Габрильяна (1948) не показаны, однако, ни дельтовые отложения, ни доломитовые осадки в северной и южной частях залива, а имеющийся у меня материал не подтверждает представления о лентообразном распространении доломитовых осадков и тяготении их к северной части залива. На рис. 1, 3, 5 и 8 видно, что доломитовые осадки располагались преимущественно в центральной части бассейна, в тиховодных котловинах[1]. В середине позднеалайского времени они явно преобладали в южной части бассейна, тогда как наиболее мощные дельтовые выносы находились в северной части.

Необходимо также отметить, что и доломитовые осадки южной части депрессии содержат большое количество обломочного материала, особенно в окраинной зоне (рис. 5, пункт I). Так, если по данным А. М. Габрильяна среднее содержание $SiO_2+Al_2O_3$ в доломитах, обогащенных терригенным материалом, равно 12,4%, то в наиболее чистых доломитах Южной Ферганы сумма SiO_2 и Al_2O_3 составляет (в среднем) 7%, в глинистых доломитах — 22%, в мергелях — 35%. Таким образом, на основании этого признака нельзя выявить генетическое отличие доломитовых осадков южной и северной частей залива, а о сходстве их, помимо литологических особенностей, свидетельствует то обстоятельство, что тонкозернистые доломитовые породы во всех частях депрессии переслаиваются с ракушечниками, содержащими характерную обедненную фауну.

А. М. Габрильян, указывая на тесную связь, наблюдающуюся между поступлением обломочного материала и образованием доломитов, не показал, однако, чем отличаются условия образования доломитов, обогащенных терригенным материалом, от условий образования известняков алайского яруса, распространенных в северофергансной полосе и содержащих такое же количество обломочного материала (10—14%). Он только отметил, что при образовании известняков такого типа «сказывалось влияние притока с суши пресных вод, поставлявших в морской бассейн обломочный материал» (Габрильян, 1952, стр. 65).

На основании имеющихся у меня данных по доломитам алайского и туркестанского ярусов Ферганы можно считать, что решающим фактором был характер связи с открытым морем. При затрудненной связи воды залива, вследствие значительного приноса пресных вод, обогащались карбонатами и солями магния — происходило накопление осадков, богатых магнием. При свободном водообмене с открытым морем соленость вод залива не отклонялась резко от нормальной морской и осаждался преимущественно карбонат кальция.

Если условия образования доломитов описанного типа рисуются сейчас достаточно отчетливо, то сам процесс доломитообразования остается еще неясным. Из литологов, изучавших доломиты ферганского палеогена,

---

[1] Подобное же размещение наблюдается и у современных доломитовых илов в оз. Балхаш (Сапожников, 1951), с которыми, кроме того, осадки ферганского палеогена сходны по тонкозернистости и однородности.

обстоятельно разбирал этот процесс В. Б. Татарский (1939); А. М. Габрильян (1952), ссылаясь на известную работу Н. С. Курнакова и С. Ф. Жемчужного, указал только, что при образовании доломитов, обогащенных обломочным материалом, наиболее вероятной является реакция между бикарбонатом кальция пресных континентальных вод и магниевыми солями морского бассейна.

В. Б. Татарский (1939) связывал образование доломитов с накоплением большого количества органического вещества на дне бассейна, предполагая, что при этом, наряду с сероводородным заражением ила, накапливаются аммиачные соединения и создается щелочная среда в иле. Она благоприятна для осаждения магния в виде гидрата окиси и основных углекислых солей и менее благоприятна для осаждения кальция, так как способствует образованию растворимых $Ca(OH)_2$ и $Ca(HCO_3)_2$. В дальнейшем в процессе диагенеза при уплотнении ила и изоляции его от непосредственного контакта с водой бассейна, в результате увеличения давления и некоторого повышения температуры, происходит обезвоживание основных карбонатов магния и переход их в среднюю соль. Присутствие при этом в осадке углекислого кальция должно иметь следствием образование доломита.

Масштаб этого процесса до последнего времени оставался неопределенным, но количественные данные по современным осадкам показывают, что за счет продуктов разложения органического вещества в иле может образоваться лишь очень небольшое количество кальцита и доломита (Страхов, 1951).

Интересные данные, характеризующие процесс образования доломитовых осадков, не содержащих сульфатов, имеются у Г. И. Теодоровича (1946, 1950) и Н. М. Страхова (1951).

Г. И. Теодорович, рассматривая генезис верхнепалеозойских доломитов Европейской части СССР, придает большое значение сближению растворимостей $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в морской воде при повышении ее минерализации и температуры. Он указывает, что реально наблюдающиеся в морских илах температуры сами по себе не приводят к доломитизации, но, основываясь на опытах Ривьера, считает, что доломитизация могла происходить при движении теплых морских вод по донному известковому илу (донные течения).

Чрезвычайная тонкость рассматриваемых нами доломитовых осадков ферганского палеогена не позволяет предполагать наличия таких течений, и потому эта гипотеза отпадает. Кроме того, и основное представление о сближении растворимостей $CaCO_3$ и $MgCO_3$ требует экспериментального подтверждения. В этом нуждается и другое интересное предположение Г. И. Теодоровича о том, что доломит в разных типах вод может формироваться при относительно низких значениях pH.

Н. М. Страхов (1951), после критического разбора ранее проведенных опытов по получению доломита и их проверки, пришел к выводу, что при содержании CO_2 в воздухе, характерном для современных условий и недавнего геологического прошлого, доломит в водоемах непосредственно из раствора не осаждается. Происходит только садка смеси кальцита и основных углекислых солей магния, которые при таком содержании CO_2 являются менее растворимыми, чем средняя углекислая соль магния.

Синтез доломита осуществляется в иле, где, вследствие разложения органического вещества, содержание CO_2 повышено.

Н. М. Страхов указывает, что осаждение основных солей магния может происходить на тех участках морских водоемов, где под влиянием нагрева и деятельности растений pH резко повышается до 9—9,20. Такие величины pH были отмечены Н. М. Книповичем (1938) в водорослевых зарослях на мелководье Каспия.

В Ферганском заливе палеогенового моря, где (как видно из приведенного выше материала) в литоральной полосе обитали многочисленные водоросли, а несколько глубже, возможно, располагались и заросли морской травы, осаждение основных солей магния могло происходить в периферической части залива. Но бóльшая часть осаждавшихся солей магния, вместе с тонкой известковой мутью, пелитом и органическим веществом, сносилась в пониженные участки дна, где, уже в иле, и происходил синтез доломита.

Сравнительно немного солей магния оседало в периферической зоне водоема, и, вероятно, за счет них происходила местами неравномерная доломитизация известковых осадков.

В заключение остановимся еще на одной интересной особенности ферганских доломитов, а именно — на почти полном отсутствии в них остатков бентоса (ядер гастропод, пелецепод и раковин милиолид), которые нередко переполняют известняки, переслаивающиеся с доломитами.

Это явление нельзя объяснить сероводородным заражением вод залива, так как пирит в этих осадках содержится в ничтожном количестве. Более вероятно другое нарушение газового режима — повышенное содержание углекислоты в придонных слоях воды. Н. М. Книпович (1938) указывает, что отсутствие различных животных может быть следствием повышенного содержания углекислоты, которая оказывает сильное ядовитое действие даже на некоторых животных, стойких по отношению к очень значительному содержанию сероводорода.

В современных водоемах повышенное содержание углекислоты наблюдается там, где ограничена вертикальная циркуляция и, следовательно, вентилирование глубинных слоев. Этому способствуют опреснение верхних слоев воды, подводные барьеры, наличие котловин и малая глубина проливов, соединяющих водоем с открытым морем.

Все эти условия имели место в Ферганском заливе во время образования доломитовых осадков алайского и туркестанского ярусов. Вследствие разложения органического вещества, которое, как известно, скопляется в илах котловин и затишных участков, в придонный слой воды постоянно поступало значительное количество углекислоты, которая, вероятно, и препятствовала существованию донной фауны.

4. О КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИИ В ФЕРГАНСКОМ ЗАЛИВЕ И СОСЕДНИХ ЧАСТЯХ СРЕДНЕАЗИАТСКОГО ПАЛЕОГЕНОВОГО БАССЕЙНА

При сравнении отложений Ферганского залива с отложениями других частей палеогенового моря (Таджикский, Приташкентский бассейны, Кызыл-Кумы и Приаралье) выясняется, что карбонатонакопление в Ферганском заливе было наиболее интенсивным. Если слабую карбонатность отложений Приаралья (Яншин, 1953) можно объяснить иными климатическими условиями, то отсутствие ряда горизонтов карбонатных пород в отложениях соседних участков среднеазиатского моря, находившихся в аридной зоне, нельзя объяснить климатическими причинами.

Для выяснения этого вопроса исключительно большое значение имеет исследование современного и древнего карбонатонакопления, проведенное Н. М. Страховым и его сотрудниками. Н. М. Страхов (1951) впервые обратил внимание на необходимость изучения карбонатного питания водоемов и показал, что интенсивность этого питания определяется двумя факторами: 1) количеством речной (и грунтовой) воды, поступающей ежегодно на единицу площади моря, и 2) концентрацией в этой воде карбонатов.

Н. М. Страхов установил, что для карбонатонакопления наиболее благоприятны те водоемы, у которых водосборная площадь по отношению

к площади самого водоема очень велика, обмен вод с океаном затруднен, а карбонатность поступающих вод высока.

Зная эти закономерности, мы легко можем понять причину высокой карбонатности палеогеновых отложений Ферганского залива, который был самым окраинным, всегда в той или иной степени отчлененным участком Среднеазиатского палеогенового бассейна и принимал большое количество речных вод, стекавших с Азиатского материка. Воды эти, как показал анализ дельтовых отложений, были насыщены карбонатами.

Другие части палеогенового бассейна, как видно по общегеологическим данным, представляли более открытые (Таджикский водоем, восточная часть Приташкентского водоема) или совсем открытые моря (Кызылкумский водоем). В них поступало значительно меньшее количество речных вод, что сказывалось на солености, которая в этих водоемах всегда была более нормальной, чем в Ферганском заливе. Это легко обнаруживается даже при сравнительном анализе группового состава населения этих частей бассейна и Ферганского залива. Так, например, в сузакском веке в фауне Таджикского бассейна, помимо устриц и других разнообразных моллюсков, существовавших и в Ферганском заливе, присутствовали также брахиоподы, морские ежи и одиночные кораллы, в Приташкентском бассейне породообразующими являются диатомовые водоросли (Тесленко, 1949), а в Кызыл-Кумском участке, по данным В. Т. Балахматовой (1949), фауна представлена почти исключительно фораминиферами, среди которых много планктонных форм и видов, имевших большое распространение в геосинклинальном бассейне (Кавказ, Копет-Даг).

Таким образом, те две особенности, которые были свойственны Ферганскому заливу на протяжении всего существования, — большое поступление речных вод и затрудненное сообщение с открытым морем, — и определили его богатство карбонатными осадками. Все остальные условия, благоприятствующие карбонатонакоплению, — аридный климат, общая насыщенность карбонатами поступавших речных вод, достаточно высокая температура вод самого бассейна, богатство животной и растительной жизни, — имелись и в других частях бассейна, где карбонатонакопление было сравнительно ослаблено.

ЛИТЕРАТУРА

Балахматова В. Т. Фораминиферы палеогена Кызыл-Кумов и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. дисс., Л., Изд. Всесоюзн. геол. инст., 1949.

Быкова Н. К. Материалы к палеоэкологии фораминифер сузакского яруса палеогена Ферганской долины. Тр. Всесоюзн. научн.-исслед. геол.-развед. инст., 1953, нов. сер., вып. 73.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Тр. Биогеохим. лабор. Акад. наук СССР, 1944, ч. 6.

Вялов О. С. К стратиграфии мела и палеогена Ферганы. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.

Вялов О. С. Краткий очерк меловой и третичной истории Ферганы. Изв. Гос. географ. общ., 1936, т. 68, вып. 5.

Габрильян А. М. Об одном генетическом типе доломитовых образований. Бюлл. Акад. наук Узбекск. ССР, 1946, № 1.

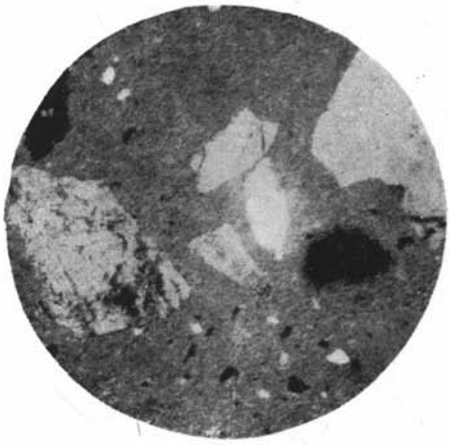
Габрильян А. М. Палеогеография мезокайнозоя Ферганской депрессии. Тр. Инст. геол. Акад. наук Узбекск. ССР, 1948, вып. 1.

Габрильян А. М. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии. Тр. Инст. геол. Акад. наук Узбекск. ССР, 1951, вып. 6.

Габрильян А. М. Химические карбонатные фации верхнего мела и палеогена Ферганской, Приташкентской и Южнотаджикской депрессий. Зап. Узбекск. отд. Всесоюзн. мин. общ., 1952, вып. 1.

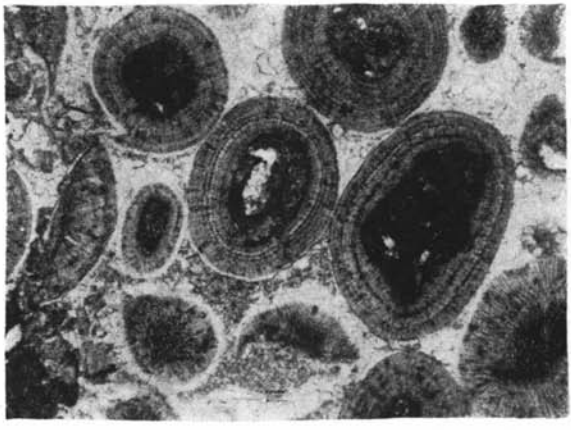
Геккер Р. Ф. Примеры палеоэкологического изучения осадочных толщ. В кн.: Литологический сборник. I. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948.

Геккер Р. Ф., Осипова А. И. и Бельская Т. Н. 1. Ферганский залив палеогенового моря, история его развития, осадки, фауна и флора и условия их обитания. 2. Экологическая характеристика населения Ферганского залива палеогенового моря. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, № 4.
Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд. Акад. наук СССР, 1951.
Глазовская М. А. К истории развития современных природных ландшафтов внутреннего Тянь-Шаня. В кн.: Географические исследования в центральном Тянь-Шане. Сборник памяти П. П. Семенова-Тян-Шанского. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
Зацепин В. И. Класс Polychaeta — многощетинковые черви. В кн.: Определитель фауны и флоры северных морей СССР. М., Изд. «Сов. наука», 1948.
Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.—Л., 1938.
Криштофович А. Н. Палеоботаника. М.—Л., Госгеолиздат, 1941.
Криштофович А. Н. Задачи и методы изучения ископаемой флоры для целей стратиграфии. Мат. Всесоюзн. науч.-исслед. геол. инст., палеонтол. и стратигр., 1948, сб. 5.
Ливеровская Е. В. Материалы к восстановлению условий осадконакопления в палеогене Ферганы по фауне моллюсков. Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. геол.-развед. инст., нов. сер., 1953, вып. 66.
Макаров В. В. Anomura Фауна СССР. Ракообразные, 1938, 10, вып. 3.
Огнев В. Н. Палеогеография р. Нарын в геологической истории западного Тянь-Шаня. Изв. Всесоюзн. географ. общ., 1949, 81, вып. 4.
Осипова А. И. Материалы к литологической и фациальной характеристике отложений палеогена юго-восточной Ферганы. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 44, № 3.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент. Изд. Ком. наук Узбекск. ССР, 1938.
Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Тр. Инст. геол. Акад. наук Узбекск. ССР, 1951, вып. 6.
Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 132, геол. сер. (№ 53).
Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. Сов. геол., 1945, № 6.
Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек. Сов. геол., 1947, сб. 18.
Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. Зап. Всеросс. мин. общ., 1937, 66, № 4.
Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. Нефт. геол.-развед. инст., сер. А, 1939, вып. 112.
Теодорович Г. И. О генезисе доломита осадочных образований. Доклады Акад. наук СССР, 1946, 53, № 9.
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород Урало-Волжской области. Л.—М., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
Тесленко Г. Н. Диатомовые опоки сузакского яруса Ферганы. Тр. Инст. геол. Акад. наук Узбекск. ССР, 1949, вып. 4.
Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1953.

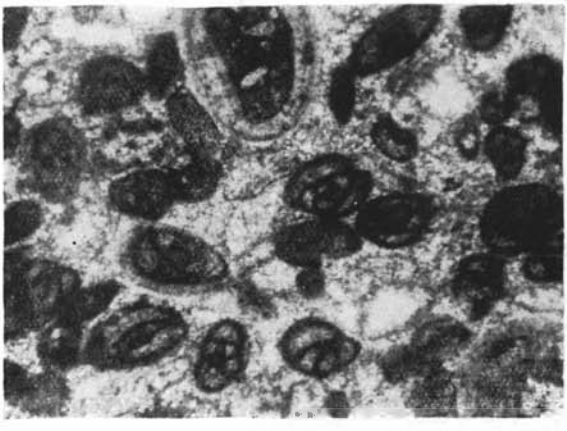


1

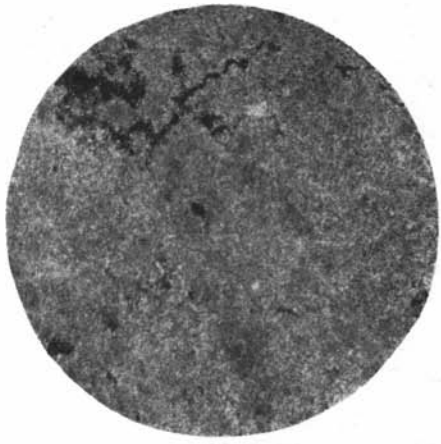
2



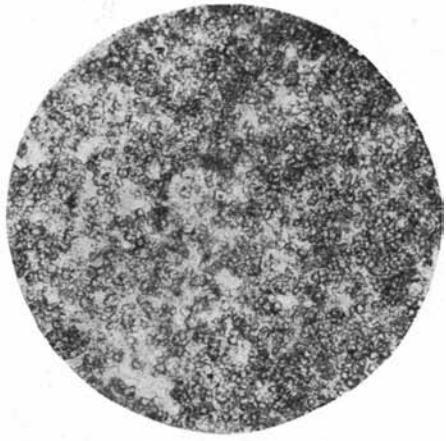
3



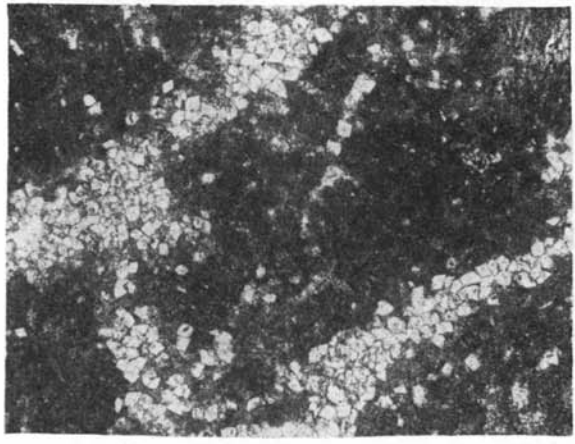
4



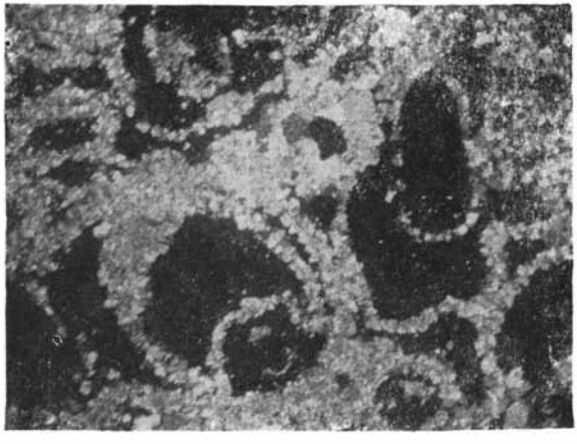
5



6



7



8

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Фиг. 1. Известняк тонкозернистый с зернами гравия и крупного песка. Шлиф 3/11, ×40, ник.+. Северная Фергана, алайский ярус.

Фиг. 2. Детритусовый известняк, сложенный преимущественно обломками тонких трубок серпул. Виден несколько окатанный обломок раковин устрицы. Шлиф 28/1—в, ×10, ник. 1. Северная Фергана, алайский ярус.

Фиг. 3. Оолитовый известняк. Ядра оолитов состоят из округленных обломков карбонатной породы. Цемент — мелкозернистый прозрачный кальцит. Шлиф 5/В—3, ×40, ник. 1. Северная Фергана, туркестанский ярус.

Фиг. 4. Милиолидовый известняк с оолитами. Шлиф 17/8—а, ×40, ник. 1. Северная Фергана, туркестанский ярус.

Таблица II

Фиг. 5. Доломит микрозернистый. Шлиф 38/3, ×100, ник.+. Южная Фергана, алайский ярус.

Фиг. 6. Доломит тонкозернистый с хорошо образованными прозрачными ромбоэдрами. Шлиф 105/24—в, ×100, ник. 1. Южная Фергана, алайский ярус.

Фиг. 7. Доломитизированный известняк. Темная основная масса — тонкозернистый кальцит, белые ромбоэдры — доломит. Зерна доломита группируются в полоски. Шлиф 54/50, ×60, ник. 1. Северо-Восточная Фергана, алайский ярус.

Фиг. 8. Сильно пористый доломитизированный ракушник. Скелетные остатки растворены, по стенкам пустот располагаются равновеликие прозрачные зерна доломита, образуя цепочки. Шлиф 111/9, × 20, ник. +. Южная Фергана, туркестанский ярус.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. 3

Н. М. Страхов. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). 5
I. Типы нахождения доломита и доломитообразующие фации. 5
II. О генезисе палеозойских пластовых и метасоматических доломитов. 17
III. К вопросу об изменении доломитообразования в послепалеозойское время. 23
Литература. 27

К. К. Зеленов. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. 28
1. Стратиграфия и общие фациальные условия осадконакопления. . . . 28
2. Типы и условия образования доломитов. 33
Литература. 48

И. К. Королюк. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра. 51
I. Строение кембрия Иркутского амфитеатра и общие литологические особенности известково-доломитовой толщи. 51
II. Типы карбонатных пород. 56
Материал, метод работы и классификация пород. 56
Описание пород. 57
А. Биоморфные породы. 57
Б. Органогенно-обломочные породы. 58
В. Породы хемогенные, биохемогенные и неопределенного генезиса. 58
Г. Разнозернистые карбонатные породы. 60
Д. Обломочные карбонатные породы. 61
III. О формах зерен и степени перекристаллизации карбонатных пород кембрия Иркутского амфитеатра. 61
IV. О соотношении кальцита и доломита и о генезисе доломитовых пород. 65
V. О фациальных условиях отложений кембрийской известково-доломитовой толщи Иркутского амфитеатра. 70
Литература. 71

С. Е. Колотухина. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Кара-тау (Южный Казахстан). . . . 75
I. Введение. 75
II. Краткие сведения по стратиграфии района. 75
III. Литогенетические типы пород. 76
IV. Фации верхнего девона Центрального Кара-тау и Байджансайского района. 112
V. Доломитообразование в Кара-тау. 121
VI. Кальцитизация. 124
VII. Окремнение. 126
VIII. Некоторые данные по геохимии марганца, свинца, цинка и серебра в карбонатных породах фаменского яруса и нижнетурнейского подъяруса Кара-тау. 127
IX. Выводы. 129
Литература. 131

И. В. Хворова. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. 132
1. Стратиграфическое распределение доломитов. 133
2. Петрографическая характеристика и фациальная приуроченность доломитов. 137
3. Происхождение южноуральских доломитов. 150
Выводы. 157
Литература. 158

Д. А. Виталь, Л. М. Князева, С. В. Николаев. Известково-доломитовые породы верхнего карбона северо-западной части Самарской Луки. 161
I. Из истории изучения доломитовых пород Самарской Луки. Материал и метод работы. Классификация пород. 161
II. Типы карбонатных пород горизонтов C_3^{1b}—C_3^{1e}. Описание пород . . . 166
1. Известняки. 166
2. Слабо доломитизированные известняки. 169
3. Доломитизированные известняки. 170
4. Доломиты известковистые. 173
5. Доломиты слабо известковистые и нормальные. 174
III. Распространение доломитовых пород в районах Яблонова оврага и Могутовой горы. 178
Литература. 182

Н. М. Страхов. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. 185
1. Основные черты залегания доломитов в верхнем карбоне Самарской Луки. 185
2. О времени образования доломитовых макролинз верхнего карбона Самарской Луки. 194
3. О сущности процессов диагенетической доломитизации верхнекарбоновых пород Самарской Луки. 204
4. Общая схема возникновения доломитовых макролинз в верхнекарбоновой толще Самарской Луки. 207
Литература. 208

С. Г. Вишняков. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. 209
1. Введение. 209
2. Краткие сведения о состоянии изученности генетических типов доломитовых пород. 210
3. Количественные взаимоотношения различных карбонатных пород Ленинградской области. 214
4. Примеры генетических типов доломитовых пород. 215
5. Формы залегания различных генетических типов доломитовых пород. 235
6. Некоторые процессы, происходящие в связи с эпигенетической доломитизацией известняков. 236
7. Взаимная связь отдельных генетических типов доломитовых пород. 247
8. Характерные диагностические признаки генетических типов доломитов. 249
Литература. 253

А. Б. Ронов. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). 256
I. Введение. 256
II. Методика исследования и исходные данные. 259
III. Распределение известняков и доломитов в карбонатных толщах девонской системы. 263

IV. Распределение известняков и доломитов в карбонатных толщах каменноугольной системы. 288
V. Распределение известняков и доломитов в карбонатных толщах пермской системы. 315
VI. Фациальные и геохимические условия образования доломитов и известняков. 334
Литература. 341

А. И. Осипова. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. 344
1. Введение. Общая характеристика Ферганского залива палеогенового моря. 344
2. Верхнеалайские отложения Ферганской депрессии и основные типы слагающих пород. 346
3. Соотношение доломитов с другими породами и условия образования тонкозернистых доломитовых осадков в верхнеалайское и среднетуркестанское время. 358
4. О карбонатонакоплении в Ферганском заливе и соседних частях Среднеазиатского палеогенового бассейна. 372
Литература. 373

Типы доломитовых пород и их генезис

(Труды Геологического института, вып. 4)

*

Утверждено к печати
Геологическим институтом Академии наук СССР

*

Редактор издательства *И. Л. Печенюк*

Технические редакторы *С. Полесицкая* и *А. А. Киселева*

*

РИСО АН СССР № 14-26В. Сдано в набор 7/V 1956. Подп. в печать 24/X 1956. Формат бум. 70×108$^{1}/_{16}$. Печ. л. 23$^{3}/_{4}$ + 27 вкл. (33,5 + 27 вкл.). Уч.-изд. лист. 36,6 (31,4 + 5,2 вкл.). Тираж 2000. Изд. № 1496. Тип. зак. 686.

Цена 28 р. 10 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва Б-64. Подсосенский пер., д. 21.

1-я типография Издательства АН СССР.
Ленинград. В. О., 9-я лин., д. 12.

28 p. 10 к.