АН СССР

И. В. ХВОРОВА

АТЛАС
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КАРБОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. В. ХВОРОВА

АТЛАС КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КАРБОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

12086
14044

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва—1958

ԳՐԱԴԱՐԱՆ

Атлас состоит из 67 таблиц микрофотографий шлифов различных карбонатных пород Русской платформы. Текст содержит описание основных типов карбонатных пород (известняков, доломитов и др.); дается также инструкция по петрографическому изучению этих пород и их лабораторному исследованию. Книга может служить определителем.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
академик *Н. М. СТРАХОВ*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
д-р геол.-мин. наук *Г. И. БУШИНСКИЙ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Во многих учреждениях, ведущих различные геологические работы на территории Русской платформы, подробно изучаются петрографические особенности карбонатных пород разных стратиграфических горизонтов. Особенно много внимания этому вопросу уделяется при обработке материалов глубокого опорного бурения и при разведках и поисках карбонатного сырья для разных отраслей промышленности. В связи с этим за последние годы накопился исключительно богатый материал по карбонатным породам, характеристика которых приводилась с той или иной степенью подробности в работах регионального характера. Обычно материал излагался с точки зрения выяснения фациальной обстановки образования осадков, структурные же особенности пород, связанные с более поздним их преобразованием, как правило, оставались в тени, а между тем часто они оказывали существенное влияние на качество породы как промышленного сырья.

Именно это обстоятельство побудило нас подытожить имеющийся материал по петрографическому изучению карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы и представить его в виде описания основных типов пород, иллюстрируемого микрофотографиями.

При составлении данной монографии был использован материал, собранный автором при полевых работах на территории западной части платформы (Московская синеклиза) и по ее самой восточной окраине (Башкирия), а кроме того, большое количество шлифов из пород, добытых глубоким бурением в восточной и центральной частях платформы, любезно предоставленных автору многими геологами и петрографами. Так, были использованы шлифы из разрезов, пройденных скважинами на Кельтменском поднятии и в Заволжье — Байтуган, Пилюгино и Красная Поляна (коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой и Е. А. Рейтлингер); из отложений Пермского Прикамья (коллекции Г. Д. Киреевой); из разрезов опорных скважин в Котельниче, Котласе, Шарье, Ульяновске, Горьком и др. (коллекции геологов ВНИГНИ — Л. М. Елиной, Н. С. Ильиной и В. М. Бузиновой); из верхнекаменноугольных пород Самарской Луки (коллекции Н. Г. Бродской, Д. А. Виталя, Л. М. Князевой и И. П. Тимченко); из отложений, развитых в районе Арчединско-Донских поднятий (коллекции С. В. Семихатовой и П. А. Меняйленко).

Таким образом, данная работа выполнялась на основании полевого изучения пород и исследования их в шлифах. Визуальное, «макроскопическое», изучение проводилось автором лишь в отношении некоторых районов, где рассматриваемые породы выходят на дневную поверхность (Московская синеклиза, Башкирия). При обработке кернового материала учтены также опубликованные данные и отчеты с послойным описанием пород, в которых обычно приводится особенно полная характеристика отложений. Специальных исследований химического состава пород не производилось, использовались лишь некоторые имеющиеся в литературе и отчетах сведения, которые дают общее представление о химическом составе пород тех или иных типов.

Пользуюсь случаем поблагодарить товарищей, предоставивших мне материалы для составления настоящего Атласа, без чего данная работа не могла бы быть выполнена.

Особую благодарность выражаю Д. М. Раузер-Черноусовой и С. В. Семихатовой, предварительно ознакомившимся со стратиграфическим очерком и сделавшим ряд замечаний, а также Г. И. Бушинскому, Р. М. Пистрак и В. П. Маслову, взявшим на себя труд прорецензировать всю работу и также давшим автору полезные указания.

При составлении Атласа большое значение имеет высокое качество фотографирования шлифов, что было обеспечено работой В. А. Кузьмина и В. Н. Зайцевой, за что автор выражает им свою признательность.

I. КРАТКАЯ ИНСТРУКЦИЯ К ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ ИЗВЕСТНЯКОВ И ДОЛОМИТОВ

Изучение каждого класса осадочных горных пород, вследствие особенностей их состава, структуры и происхождения, требует особой методики и приемов исследования. Иначе говоря, при изучении различных горных пород во главу угла ставится тот или иной метод исследования. Так, при исследовании песчаников и алевролитов особенно важны гранулометрический анализ и определение минералов в иммерсионных препаратах, при обработке глин — электронная микроскопия, спектрофотометрия и т. д. Для карбонатных же пород, помимо обычных приемов полевого исследования, исключительное значение имеют изучение прозрачных шлифов и химический анализ. Конечно, этим не следует ограничиваться, однако именно указанные методы являются главными при лабораторных (камеральных) работах, позволяя определить основной состав и структуру пород.

А. ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Настоящая работа посвящена изучению карбонатных пород платформы и потому здесь будут рассмотрены особенности полевого исследования именно платформенных отложений.

Составление и корреляция разрезов. При составлении на основании ряда изолированных выходов пород единого, непрерывного разреза отложений, развитых в изучаемом районе, геолог, естественно, пользуется прежде всего палеонтологическими данными. В отличие от хорошо обнаженных складчатых районов, при исследовании платформенных осадков не удается увязывать разрозненные разрезы путем непрерывного прослеживания от обнажения к обнажению маркирующих слоев и потому палеонтологический метод корреляции в этом случае является самым надежным. Опыт стратиграфических работ на платформе показывает, что там, где палеонтологические остатки хорошо изучены, корреляция разрезов может быть весьма точной, так как даже в пределах одного горизонта выделяется несколько вполне отчетливых палеонтологических комплексов.

Кроме того, на платформах при составлении сводных разрезов, а также при сопоставлении отложений разных районов большую помощь может оказать корреляция по литологическим признакам. Сущность ее заключается в том, что отдельные разрезы сопоставляются по характерным пластам и пачкам, накопление которых обусловливалось существованием специфических фациальных условий на обширных участках бассейна. Чаще всего это либо резкие обмеления моря, в результате которых возникали особенно мелководные пачки и слои, нередко сопровождаемые внутриформационными размывами, либо усиление привноса терригенного материала и появление среди карбонатных толщ интервалов, обогащенных им. Если рассматривать разрез какого-либо стратиграфического горизонта, то он отражает многократную смену различных условий седиментации: углубления и обмеления моря, усиления и сокращения приноса кластического материала и т. д. Такая повторяющаяся смена осадков разного характера придает разрезу ритмическое строение, которое, как правило, учитывают при сопоставлении разрезов и которое даже получило специальное название фациально-циклического метода корреляции. Практика показывает, что при постоянном палеонтологическом контроле этот метод является весьма плодотворным, хотя, конечно, требует осмысленного, а не механического применения его. Нельзя, например, коррелировать разрезы просто по количеству ритмов, так как их в одних местах бывает больше, а в других меньше, что зависит от местоположения разреза в общем плане древнего бассейна, а иногда и от положения по

отношению к длительно развивавшимся частным структурам. Тем более нельзя сопоставлять разрезы только на основании литологического сходства пород, так как в разных частях разреза могут находиться породы, весьма близкие по литологическому строению. Кроме того, каждый слой обязательно будет испытывать латеральные изменения. Поэтому *корреляция по литологическим признакам может осуществляться только в твердо установленных стратиграфических рамках, и являться, таким образом, подсобным, но не основным методом увязки разрезов.*

Описание разрезов. Платформенные отложения, как правило, характеризуются относительно небольшими мощностями, следовательно, скорость осадконакопления здесь была сравнительно небольшая, в результате чего в каждом слое запечатлены события значительного промежутка геологического времени. Это в известной мере определяет детальность расчленения и описания разреза. В данном случае отсутствуют те мощные и однообразные, хоть и многокомпонентные толщи, которые свойственны другим формациям, возникшим в условиях быстрого и компенсированного прогибания. В платформенных разрезах нередко слой очень небольшой мощности (10—20 см) отражает существенные и региональные изменения в бассейне и потому должен быть выделен и описан самым тщательным образом. Следует оговориться, что под термином слой в узком смысле этого слова понимается плоское (или почти плоское) геологическое тело, обладающее особой петрографической характеристикой. При этом слой может быть как однородным (или относительно однородным), так и неоднородным, состоящим из переслаивания тонких слойков различного состава; последние вследствие их малой толщины являются латерально не выдержанными, почему их и следует считать лишь частью слоя, хотя они могут заметно отличаться один от другого. Так, например, в органогенном известняке нередко встречаются тонкие (от долей сантиметра до 1—2 см) прослойки глины или мергеля, которые на расстоянии нескольких метров или даже десятков сантиметров выклиниваются. Среди тонкозернистых шламовых известняков обычно наблюдаются тонкие линзовидные прослойки более грубого детрита, которые также быстро исчезают и появляются вновь на несколько другом уровне; эти прослойки настолько тесно связаны с основной шламовой породой, что их следует считать частью слоя последней. Тонкое, многократное чередование пород различного состава или структуры всеми относится к одному слою, обладающему микрослоистой текстурой. Таким образом, хотя слой и выделяется в системе наслоения как единица особого петрографического состава, он не является в этом смысле абсолютно точным понятием, так как сам может состоять из слойков различного состава.

Кроме такого понимания термина «слой», геологи в своей практической работе стали придавать ему значение единицы расчленения разреза, т. е. в значительной мере свели его к термину свободного пользования. При различных задачах исследования, естественно, один и тот же разрез расчленяется по-разному, и следовательно, выделенные слои имеют не одинаковое содержание.

При описании разреза перед геологом прежде всего стоит вопрос — как лучше расчленить разрез, т. е. разделить его на слои. В основном это определяется задачей исследования. При детальных работах на платформе, особенно при работах, связанных с изучением кернов скважин или при поисках и разведке карбонатного сырья, а также при многих тематических исследованиях разрезы следует расчленять дробно, выделяя как самостоятельный слой каждую породу отличного петрографического состава, тем более, что нередко каждый такой слой обладает особым качеством с точки зрения использования его в качестве промышленного сырья. Конечно, это не значит, что любой невыдержанный тонкий прослой следует фиксировать в виде самостоятельной единицы разреза.

При характеристике слоев всегда удобнее придерживаться одного порядка описания, что облегчает их сравнение и вырабатывает навыки наблюдения, владение которыми уменьшает возможность пропуска при характеристике тех или иных свойств породы. Можно предложить следующий порядок описания:

1) название породы (известняк, доломит, глинистый известняк и т. д.);

2) внешний облик — цвет, крепость, излом (для некоторых пород, например для известняковых конгломератов, последний признак обычно не указывается);

3) структура, т. е. характеристика размера и формы зерен или других фрагментов, слагающих породу, с указанием однородности или разнородности ее; в полевых условиях особенно подробно надо описывать структуру пород, состоящих из крупных фрагментов (известняковые конгломераты, песчаники, биоморфные и грубодетритовые известняки), так как только здесь она может быть охарактеризована объективно и полно; для тонкозернистых отложений полевое определение структуры обычно является приближенным и требует уточнения при камеральных работах;

4) органические остатки — их состав, сохранность и условия захоронения;

5) текстура — расположение фрагментов как внутри слоя, так и на плоскостях напластования; первое обычно определяет тип слоистости, при изучении которой надо указывать, чем она обусловлена, ее отчетливость и другие особенности; расположение фрагментов на поверхности напластования иногда дает ценный материал для суждения об условиях седиментации, например: одно-

образная ориентировка удлиненных фрагментов указывает на течения, и наоборот, беспорядочное их расположение служит показателем спокойных гидродинамических условий у дна;

6) неорганические включения — в первую очередь конкреционные образования — и их подробная характеристика;

7) различные физические свойства породы: пористость, трещиноватость, наличие стиллолитов, плоскости отдельности и их связь со слоистостью.

Особое внимание следует уделять выяснению характера взаимопереходов между разными слоями и прослоями внутри слоев, а также указывать выдержанность их состава и мощности в пределах обнажения.

При описании обнажения, особенно крупного, нельзя ограничиваться только описанием слоев. Следует здесь же определить, в какие более крупные подразделения можно объединить описанные слои и, таким образом, выделить пачки или толщи, давая им краткую обобщенную характеристику; это будет полезно для общей характеристики отложений и для сопоставления удаленных разрезов, когда, естественно, мелкие слои нельзя увязать. Так, например, если в разрезе чередуются пачки чистых известняков и пачки, обогащенные глинистым материалом, то, несмотря на то, что каждая из них может состоять из нескольких слоев, их следует выделить особо.

Кроме того, при изучении разреза следует подмечать порядок чередования пород в той или иной толще, или, иначе говоря, определять характер стратификации. В платформенных разрезах обычно выделяют комплексы слоев, каждый из которых представляет набор сходных, но не вполне одинаковых пород, чередование которых отражает последовательные физико-географические изменения. К ним относятся: во-первых, многократные колебания уровня моря, приводившие к смене пород более глубоководных более мелководными и, как правило, при этом более тонкозернистых — более грубозернистыми; во-вторых, неравномерное поступление в бассейн терригенного материала, в результате чего в разрезах наблюдается чередование пачек чисто карбонатных пород и пачек в той или иной мере обогащенных терригенным, преимущественно глинистым, компонентом.

Такое закономерное повторение пород в разрезе, получившее название ритмичности, следует подробно изучать, так как оно помогает воссоздать ход событий на том или ином отрезке геологической истории.

Наблюдения над органическими остатками и «следами жизни». Как известно, карбонатные породы выделяются среди всех других типов отложений богатством и разнообразием органических остатков. Воздействие организмов на осадкообразование многообразно: они поставляют материал для формирования слоев, механически изменяют осадок — его структуру, текстуру и характер контактов, а также влияют на физико-химические параметры водной среды (количество CO_2, pH), способствуя садке карбонатов или, наоборот, затрудняя ее (Страхов, 1951).

Среди известняков имеется много разновидностей, состоящих почти целиком из раковин различных морских беспозвоночных, их детрита или остатков известьвыделяющих водорослей. Часть этих остатков распознается только в шлифах, но многие крупные раковины и их обломки хорошо различимы невооруженным глазом. Во время полевых работ при описании разрезов необходимо определять состав органических остатков, сохранность (цельные или детрит), форму (угловатые или окатанные), пределы изменения размеров фрагментов, причем следует выяснять, как их величина согласуется с систематическим составом остатков; последнее необходимо для того, чтобы понять, имеем ли мы дело с материалом принесенным или образовавшимся на месте. Если наблюдается смесь мелких и крупных раковин, величина которых определяется размером самих обитателей дна, можно считать, что весь этот раковинный материал местного происхождения. Другое дело, когда отчетливо выражена сортировка обломков безотносительно к размерам «исходного материала»; здесь уже можно предполагать принос частиц, особенно, если вместе с сортировкой наблюдается окатывание фрагментов и текстуры, указывающие на подвижную среду.

Большое значение для понимания механизма образования органогенно-детритовых слоев имеет изучение формы обломков. Часто можно наблюдать такие органогенно-обломочные известняки, в которых одни раковины раздроблены на остроугольные кусочки, а другие совершенно не повреждены, причем поломанными порой оказываются крупные и массивные створки, а цельными — тонкие и хрупкие. Это указывает на то, что дробление материала происходило не в результате действия волн, как обычно принято считать, а в результате жизнедеятельности хищников и илоедов.

Следует также обращать внимание на характер захоронения органических остатков и на их ориентировку, так как эти факторы могут оказать существенную помощь при фациальном анализе. Так, однообразная ориентировка удлиненных фрагментов (иглы морских ежей, денталиумы) может говорить о течениях, раковинные накаты и вложенность раковин одна в другую — об энергичном волнении, а прижизненное положение органических остатков в слое, наоборот, может свидетельствовать о спокойных гидродинамических условиях у дна.

Немалую роль играют илоеды (главным образом черви и некоторые моллюски) в образовании своеобразных мелкокомковатых, оолитоподобных карбонатных пород, имеющих копрогенное происхождение (см. стр. 51-53). Такие породы часто принимают за обломочные известняки

(известняковые пески), от которых иногда их действительно трудно отличить, тем более, что в некоторых случаях копрогенный материал подвергается перемыву, образуя специфические копрогенные пески. Однако между обломочными известняками и копрогенными существуют отличия. Первые, как правило, состоят из обломков различных известняков; кроме того, в них присутствует окатанный раковинный детрит и нередко гравий и мелкие гальки. Вторые состоят из комочков однородного состава; для этих известняков характерны микрозернистые прослои и участки, изрытые ходами; наконец, с ними связан специфический биоценоз илистого грунта.

Организмы не только поставляют раковинный или копрогенный материал для осадка, но и существенно влияют на его текстуру. Часто в детритовых слоях можно наблюдать отчетливые или скрытые следы интенсивного взрыхления осадка роющими организмами, создающими своеобразные контрузивные или флюидальные текстуры (см. ниже), которые ошибочно могут быть приняты за текстуры взмучивания осадка волнами. Особенно отчетливо следы роющих животных заметны на контакте органогенно-детритовых и микрозернистых известняков. Здесь видно, как в нижележащий тонкий осадок уходят ходы и норки роющих животных, которые иногда на глубине соединяются, образуя неправильные участки детритовой породы; в некоторых случаях такие ходы, проходя через весь микрозернистый осадок, достигают нижележащего органогенно-обломочного известняка, тогда от микрозернистой породы сохраняются лишь отдельные участки, и она приобретает вид брекчии (псевдобрекчия). Такие структуры наблюдаются не только в детритовых, но и в фузулинидовых известняках и, конечно, особенно характерны для копрогенных.

Кроме подобных следов жизни, связанных с подводными условиями, среди карбонатных толщ наблюдаются неровные поверхности, от которых идут вниз глубокие (до 1—1,5 м) вертикальные ходы-норы (табл. XXII, *124*), похожие на те, что встречаются в области современной литорали, и куда уходят животные во время отливов. Такие ходы можно, с известной осторожностью, использовать при палеогеографических реконструкциях как показатели приливо-отливной зоны.

Наблюдения над текстурами. Для понимания условий осадкообразования, особенно для восстановления гидродинамики среды, как известно, большое значение имеет изучение текстурных особенностей породы. В рассматриваемых известняках чаще всего наблюдается беспорядочная и горизонтальная слоистость, реже косая и линзовидная, причем два последних вида слоистости связаны лишь с определенными типами известняков. Нередко встречается также текстура флюидальная, обусловленная жизнедеятельностью роющих животных.

При характеристике слоистости необходимо определить ее масштаб, т. е. величину тех слойков, которые объединены в один слой, а также указать, чем обусловлена слоистость — чередованием ли пород разного состава и структуры или однообразной ориентировкой плоских фрагментов, слагающих породу (слоеватость). В случае линзовидной или косой слоистости необходимо замерять углы наклона слойков, отмечать и зарисовывать форму и величину линз, а также определять характер распределения в них материала. Методы изучения текстур в литературе хорошо освещены, и здесь нет надобности на них подробно останавливаться, тем более, что в известняках нет того разнообразия текстур, какое присуще терригенным отложениям. Следует, однако, отметить, что не всегда в карбонатных породах текстура хорошо заметна, поэтому для ее изучения большое значение имеет отбор образцов для пришлифовок, на которых она выявляется намного отчетливее (см. стр. 15).

Наблюдения над контактами. Одной из особенностей карбонатных платформенных отложений являются многочисленные следы обмелений, которые фиксируются в разрезах не только появлением определенных типов известняков, но и поверхностей размывов — подводных и надводных. Обнаруживание и тщательное изучение таких поверхностей имеет большое значение как для фациального анализа, так (иногда) и для корреляции разрезов.

Следы мелких подводных размывов представляют собой неровные поверхности, часто наблюдаемые в основании многих слоев грубозернистых карбонатных пород; обычно они хорошо заметны на выветрелых поверхностях пластов и еще лучше — на пришлифовках. Как правило, поверхности подводных размывов не фиксируются плоскостями отдельности и проходят внутри пластов. Изучение характера контакта позволяет установить, размывался ли верхний мягкий слой ила, или же размыв достигал затверделого слоя. В первом случае фрагменты верхнего слоя вдавлены в субстрат нижнего, а отдельные более тяжелые из них даже тонут в нем, во втором же случае граница между соприкасающимися слоями бывает очень резкой и такого вдавливания фрагментов не наблюдается.

Следы надводных размывов, возникавших в результате осушения обширных участков морского дна в моменты сильных обмелений бассейна, довольно обычны в карбонатных толщах платформ. Они фиксируются появлением в разрезах небольших пластов карбонатных брекчий, конгломератов, гравелитов и песчаников, состоящих из обломков местных пород. С подобными размывами связаны неровные, но иногда гладкие поверхности, на которых встречаются довольно глубокие карманы и трещины. Не всегда осушение сопровождается образованием обломочных карбонатных пород; иногда выше очень неровной поверх-

ности известняков или доломитов, во впадинах рельефа, залегают глины или мергели, местами с тонкими прослойками органогенных известняков, выклинивающимися на склонах возвышений (рис. 1). Вероятно, такой рельеф появился в результате развития мелкого карста на поверхности обнажавшихся известняков. При затоплении подобных участков во впадинах рельефа отлагался глинистый материал, который с бугров удалялся волнами.

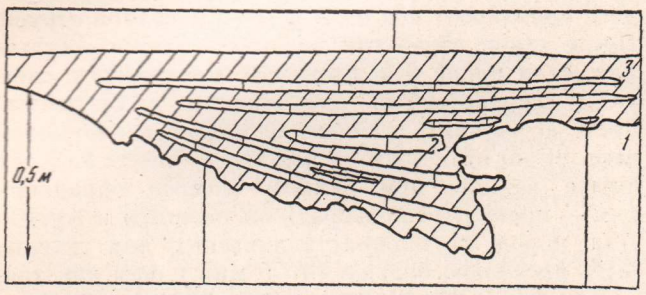


Рис. 1. Карстовый карман в доломите, заполненный красной глиной с тонкими выклинивающимися прослоями органогенно-детритовых известняков. Каширский горизонт. Вазуза. Зарисовка обнажения.

1 — доломит; *2* — детритовый известняк; *3* — глина.

Наблюдения над изменениями химико-минералогического состава карбонатных пород. Известняки многих горизонтов и ярусов испытывают быстрые и частые изменения химико-минералогического состава, переходя в доломитизированные известняки и доломиты.

Для диагностики кальцита и доломита геолог обычно пользуется 10%-ным раствором HCl. Как известно, кальцит бурно вскипает от капли соляной кислоты, доломит же не вскипает, если он не представлен рыхлой разностью или если он не нагрет; доломитовый порошок вскипает, хоть и не так бурно, как кальцит. Чтобы не ошибиться, надо иметь в виду, что некоторые некрепкие пелитоморфные разности доломитов реагируют с HCl, однако, в отличие от известняков, в этом случае реакция начинается не сразу, порода сначала как бы размокает, после чего только начинается выделение пузырьков.

Для распознавания указанных минералов иногда применяют способ Хиндена (Теодорович, 1950), однако никаких преимуществ перед опробованием соляной кислотой он не дает и в то же время является более трудоемким методом.

Кроме правильного определения состава породы, важно бывает именно в полевых условиях изучить характер контактов и взаимопереходов между известняком и доломитом, а также оконтурить формы доломитовых тел. Изучение карбонатных пород с этой точки зрения показало, что в рассматриваемых отложениях широко развиты метасоматические доломиты, залегающие не в виде правильных пластов, а в виде тел причудливой или линзовидной формы; при этом надо иметь в виду, что эти тела могут иметь крупные размеры и что в пределах одного небольшого обнажения их форма не всегда может быть определена; изучение же на значительной площади показывает, что мы имеем дело не с правильными пластами. Особенностью таких пород является также необычайная изменчивость степени доломитности. Содержание доломита может колебаться от 90—95 до немногих процентов, причем локализация высоко- и низкодоломитных участков крайне прихотлива.

При изучении карбонатных пород платформы, при сопоставлении разрезов, а главное при поисках и разведке карбонатного сырья необходимо учитывать такие условия залегания доломитных пород.

Б. ЛАБОРАТОРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Основными методами познания вещественного состава, структуры и текстуры карбонатных пород в лабораторных условиях являются: 1) изучение шлифов и пришлифовок с применением микрохроматических реакций и 2) химические анализы.

Кроме того, при значительном содержании терригенной примеси бывает полезно исследовать механический и минералогический состав нерастворимого остатка, однако для рассматриваемых пород, где он мал, при обычном изучении вещественного состава надобности в этом нет.

Содержание в породе малых элементов может быть установлено спектроскопически; особое внимание при этом должно быть обращено на наличие Pb, Sr и Zn, иногда концентрирующихся в карбонатных породах.

Для определения состава карбонатных пород рекомендуется применять также термические анализы, которые дают прямое определение карбонатных минералов. При очень малом содержании нерастворимого остатка (не более 2%) весовой вариант термического анализа может применяться для количественного определения кальцита и доломита. Термический анализ вместе с данными рентгеноскопии бывает полезен при изучении минерального состава выделенной из карбонатных пород глинистой примеси, однако это относится уже к разряду тонких и специальных исследований вещественного состава и при обычных геологических работах такого рода исследований не производят.

В настоящей работе подробно освещен только метод изучения пород в шлифах и пришлифовках, являющийся основным методом петрографического исследования карбонатных пород в лабораторных условиях.

ИЗУЧЕНИЕ ПОРОД В ШЛИФАХ

Микроскопическое изучение имеет целью определение или уточнение минерального состава пород, состава органических остатков, структуры, характера цементации, текстуры и других признаков.

Определение минерального состава применительно к рассматриваемому случаю сводится, собственно, к определению кальцита и доломита. Это определение легко достигается окрашиванием шлифов. Существует несколько методов окрашивания, но здесь мы остановимся на трех, наиболее простых и удобных: 1) при помощи $FeCl_3$ и $(NH_4)_2S$ (или Na_2S), 2) при помощи K_2CrO_4 и $AgNO_3$ и 3) посредством подкисленных чернил.

Отметим здесь же, что если в разрезах известна или предполагается доломитизация пород, то шлифы следует изготовлять открытыми (без покровного стекла) и лишь после предварительного осмотра часть из них сразу закрывать, а часть окрашивать и затем уже закрывать, если необходимо их сохранить.

Первый способ окрашивания заключается в следующем: на шлиф наносят обильную каплю 5—10%-ного хлорного железа и через 10—15 сек. промывают его дистиллированной водой; затем на этот же участок наносят каплю раствора сернистого натра или аммония такой же концентрации и шлиф опять промывают в непроточной воде. Кальцит окрашивается в зеленовато-черный цвет, доломит остается неокрашенным.

Сущность метода заключается в том, что $FeCl_3$ реагирует с $CaCO_3$ известняка, в результате чего образуются хлористый кальций и карбонат трехвалентного железа, который гидролизуется и оседает на поверхности кальцита в виде коллоидной пленки гидроокиси железа. При этом доломит в реакцию практически не вступает. При последующей промывке избыток $FeCl_3$ удаляется. Воздействие на шлиф Na_2S или $(NH_4)_2S$ приводит к переходу гидроокиси железа в сульфид, в результате чего железистая пленка становится черной (табл.I, *1*, *2*).

Такой способ окрашивания дает очень четкую картину, даже при величине зерен 0,01—0,02 мм, но большим недостатком его является то, что шлиф надо смотреть сразу же, до высыхания, так как при высыхании черный налет FeS растрескивается, и картина становится нечеткой; кроме того, появляющаяся окраска быстро исчезает вследствие окисления сульфида. Все это делает данный метод менее удобным по сравнению с рассматриваемыми ниже.

Второй способ состоит в следующем. Берут 10%-ный раствор $AgNO_3$, наливают в бюкс объемом 20 $см^3$ в таком количестве, чтобы поставленный в него шлиф приблизительно до половины был покрыт жидкостью [1]. Бюкс ставят в фарфоровую чашку с горячей, но не кипящей водой. Необходимо, чтобы температура $AgNO_3$ все время поддерживалась около 70°; для этого удобно фарфоровую чашку с бюксом держать на электрической плитке, соответственно регулируя температуру. В горячий раствор опускают открытый шлиф на 3—4 мин. Для ускорения работы можно опускать два шлифа, совмещенные обратными сторонами. Затем шлиф промывают в стакане с дистиллированной водой и на несколько секунд опускают в насыщенный раствор K_2CrO_4, после чего промывают под слабой водопроводной струей. После такой обработки доломит остается светлым или, если шлиф был несколько передержан, слегка и неравномерно окрашенным в буроватый цвет, а кальцит становится красновато-коричневым, резко отличным от доломита (табл. I, *3*, *4*). Самое важное при данном способе окрашивания — правильно подобрать экспозицию в $AgNO_3$. Для пород крупнокристаллических она должна быть несколько больше (4—5 мин.), чем для тонкозернистых (2—3 мин.). Обычно время без труда устанавливается в каждом конкретном случае при прокрашивании нескольких шлифов. Если шлиф недокрашен, его можно промыть и прокрасить еще раз, если же он «перепроявлен», то окраску можно очень осторожно смыть слабой соляной кислотой (быстро смыв ее водой) и окрасить шлиф заново.

Сущность рассмотренной реакции заключается в осаждении на кальците Ag_2CO_3 и затем в переходе Ag_2CO_3 в Ag_2CrO_4.

Преимущество этого способа перед рассмотренным выше заключается в том, что окрашенный шлиф может сохраняться очень долго и лишь слегка потемнеет от времени.

Чтобы затрачивать на окрашивание меньше времени, удобно бывает подобрать большую партию шлифов — около 100 шт. Опыт показал, что геолог, правильно установивший экспозицию для пород разной структуры и разделивший шлифы на соответствующие группы, может поручить далее окрашивание лаборанту или коллектору. Имеющий навык лаборант за рабочий день окрашивает около 100 шлифов.

Третий способ окрашивания, впервые описанный С. В. Тихомировым (1951 г.), очень прост и удобен. В обыкновенные фиолетовые (метилвиолетовые) чернила [1] по капле прибавляют 3%-ный раствор HCl до приобретения ими отчетливого синего цвета. При излишке кислоты получается зеленая окраска, отчего препарат становится непригодным. На шлиф наносят обильную каплю таких подкисленных чернил и через

[1] При опускании шлифа в раствор надо не забыть смыть надписи, сделанные тушью на краю шлифа.

[1] Чернила должны быть нормальной концентрации, какую они имеют в бутылях фабричного производства; если чернила сильно разбавлены (жидкие), окраска шлифов будет слабой, неясной, если же они слишком густы, на шлифе будет оставаться густой блестящий слой, замазывающий все минералы.

1—1,5 мин. осторожно промокают фильтровальной бумагой. Кальцит при этом окрашивается в яркий фиолетовый цвет, а доломит либо остается прозрачным, либо, если он тонкозернистый, слегка окрашивается в лиловатый, но не яркий цвет, резко отличный от окраски кальцита (табл. I, *5*).

Описанный способ очень прост и быстр: окрашенные таким образом шлифы, даже будучи непокрытыми, не изменяются от времени. Этот метод дает надежный результат, если породы относительно крупнокристаллические, но для тонкозернистых пород картина получается несколько расплывчатая.

Принцип данного способа основан на том, что кислота, разъедая кальцитовые кристаллы, нейтрализуется и протравленная поверхность их окрашивается в первоначальный цвет чернил.

Для диагностики кальцита и доломита известно еще несколько методов окрашивания шлифов (Теодорович, 1950; Татарский, 1955), однако они либо более сложны, либо требуют применения сравнительно редких или трудно приготовляемых реактивов.

Для того чтобы отличить кальцит от доломита, иногда рекомендуют окрашивание порошков породы, однако это гораздо менее рационально, так как при этом не выявляются структурные взаимоотношения кальцита и доломита. Менее удобно также решение вопроса при помощи травления аншлифов, так как это требует специального для данной цели изготовления последних, к тому же и картина получается менее отчетливая, чем при окрашивании прозрачных шлифов.

Мы не будем здесь рассматривать микрохроматические реакции для диагностики других карбонатных минералов: арагонита, магнезита, сидерита и анкерита, так как среди отложений, которым посвящена данная работа, эти минералы практически не встречаются.

Определение органических остатков при изучении карбонатных пород в шлифах приобретает исключительно важное значение, так как многие известняки почти нацело состоят из остатков фауны и флоры. Часто карбонатные породы, особенно известняки, носят названия, которые им придают в зависимости от слагающих органогенных фрагментов (фораминиферовые, криноидные и т. п.), определяющих их структуру и помогающих выяснить фациальные условия формирования. Поэтому петрограф, работающий с карбонатными породами, должен уметь различать органические остатки, т. е. устанавливать принадлежность их к той или иной группе органического мира. Следует отметить, что в шлифах часто наблюдается органогенный детрит, а не целые раковинки, что, естественно, несколько затрудняет это определение. В таких случаях петрографу приходится основываться главным образом на структуре скелетных частей организмов; так, остатки иглокожих даже в мелких обломках хорошо различаются по однообразному угасанию, так как они образованы монокристаллами кальцита, брахиоподы и мшанки распознают по волокнистому строению остатков, бóльшая часть фораминифер характеризуется пелитоморфным строением стенок и т. д.

Внутренняя структура и форма обломков, при некотором навыке работы, позволяют определять в шлифах подавляющую часть более или менее крупных остатков, очень же мелкие (шлам) рассматриваются обычно как неопределимый органогенный детрит. Сведения о структуре скелетных остатков можно почерпнуть в учебнике петрографии осадочных пород М. С. Швецова (1948), в Атласе карбонатных пород В. П. Маслова (1937) и некоторых литологических и палеонтологических статьях и монографиях.

Наблюдения над структурами карбонатных пород. Структуры карбонатных пород весьма разнообразны, завися от присутствия или отсутствия органических остатков, а также от вторичных изменений породы в процессе ее формирования (доломитизация, раздоломичивание, перекристаллизация и т. д.).

В зависимости от размера кристаллов, слагающих карбонатные породы, предлагалось много классификаций. Наиболее удобной является классификация, сходная с таковой для обломочных пород. Согласно этой классификации породы определяются следующим образом:

1 Грубозернистый известняк (доломит) — размер зерен . . . . . > 1 мм
2. Крупнозернистый (крупнокристаллический) . . . . . 0,5—1 мм
3. Среднезернистый (среднекристаллический) . . . . . 0,25—0,5 мм
4. Мелкозернистый (мелкокристаллический). 0,1—0,25 мм
5. Тонкозернистый (тонкокристаллический). 0,01—0,1 мм
6. Микрозернистый (микрокристаллический). <0,01 мм
7. Криптозернистый (пелитоморфный, криптокристаллический) . . . . . <0,005 мм

В приведенной классификации грубозернистая структура соответствует размеру гравия, крупно-, средне- и мелкозернистая — размеру песка и тонкозернистая — размеру алеврита.

Различают также структуру однородную и разнозернистую, причем последняя может быть мономинеральной и биминеральной (кальцит + + доломит). В известково-доломитовых породах часто наблюдается порфиробластовая структура, обязанная развитию правильных и относительно крупных ромбоэдров доломита в основной микрозернистой кальцитовой массе (табл. XXIX, *172*). Реже наблюдается более сложная структура — структура замещения, обычно связанная с явлениями раздоломичивания и кальцитизации (см. стр. 65, 66), причем в таких случаях нередко появляются структуры пойкилитового типа (табл. XXXV, *202—207*).

Органогенно-детритовые известняки различаются размером детрита; наблюдаются несортированные и сортированные разности. Среди последних в зависимости от размера фрагментов различаются крупнодетритовые структуры с обломками крупнее 1 мм, мелкодетритовые — с обломками от 0,1 до 1 мм и микрообломочные, или шламовые,— с обломками <0,1 мм.

При описании структуры органогенно-обломочных пород важно отмечать, окатаны или угловаты обломки, какова их поверхность (гладкая, корродированная, гранулированная) и степень сохранности внутреннего строения раковин.

При изучении пород, состоящих из тех или иных фрагментов (обломков, раковин, сгустков), сцементированных карбонатным материалом, большое значение имеет изучение типа цементации (Швецов, 1948). Это важно потому, что тип и структура цемента определяют механические свойства пород и иногда помогают разобраться в деталях их формирования.

В изученных карбонатных породах широко распространены следующие типы цементации: базальный, поровый, крустификационный в комбинации с цементом выполнения, нарастания (регенерации) и прорастания.

Базальный цемент обычно представлен микро- или тонкозернистым кальцитом и в таких случаях, очевидно, является первичным, т. е. осажденным вместе с цементируемыми фрагментами. Такой тип цементации особенно характерен для мелкофрагментарных разностей пород — шламовых, мелкодетритовых, мелкосгустковых (табл. X, *57*), хотя часто встречается и в крупнофрагментарных породах — фузулинидовых известняках (табл. XII, *65*) или в известняках гастроподовых (табл. XI, *60*). Обильное присутствие микрозернистого карбонатного цемента указывает на то, что осадок отлагался ниже «иловой линии» и, таким образом, свидетельствуют о тиховодном участке морского дна.

Характерно, что среди крупнофрагментарных разностей базальный микрозернистый цемент обычно присутствует в фораминиферовых и гастроподовое пелициподовых известняках, т. е. в таких, которые образованы раковинками ползающих, а не прикрепляющихся организмов. Это и понятно, так как для первых мягкий илистый грунт был благоприятен, тогда как для вторых малопригоден.

Из рассмотрения различных типов пород будет видно, что микрозернистый цемент в крупнофрагментарных породах легко перекристаллизовывается в более крупные кристаллы, причем перекристаллизация часто происходит очень неравномерно (табл. XI, *63* и *64*, представляющие разные участки одного шлифа; табл. LI, *300*).

Следует заметить, что базальный цемент может быть как очень обильным, так и столь скудным, что почти приближается к поровому цементу или сочетается с ним в одном шлифе (табл. IX, *50*).

Поровый цемент (рис. 2, *А*), наблюдается, как правило, в относительно крупнофрагментарных породах — обломочных, биоморфных, органогенно-детритовых. В одних случаях он представлен тонко- или мелкозернистым кальцитом, зерна которого мельче пор (табл. V, *30*), в других же — крупными кристаллами, равными по величине или даже превышающими размер пор (рис. 2, *А*; табл. XLIX, *291*). Первый может быть первичным, т. е. седиментационным, лишь несколько перекристаллизованным позднее, второй же относится к числу вторичных цементов, т. е. образовавшихся после отложения фрагментов.

Кроме того, нередко рассматриваемый тип цемента имеет сложное строение: пространства между крупными соприкасающимися фрагментами заполнены шламовым или мелкодетритовым материалом с тем или иным (чаще базальным) типом цементации.

Крустификационный тип цемента (рис. 2, *Б*), или цемент обрастания, характеризуется присутствием на цементируемых фрагментах тонких корочек из очень мелких кальцитовых кристаллов, иногда располагающихся перпендикулярно поверхности фрагментов (радиально-крустификационная разновидность). В одних образцах крустификационные корочки бывают не очень отчетливыми и неправильными (табл. XX, *112*), в других же они резко выражены и относительно толстые (табл. XXV, *142*). Обычно пространства между крустифицированными обломками бывают выполнены относительно крупными кристаллами кальцита (табл. XIV, *80*; табл. XXV, *142*). Следовательно, здесь налицо сложный тип цементации, представляющий комбинацию крустификационного цемента и цемента выполнения. Иногда эти пространства не заполнены кальцитом (табл. XXV, *143;* табл. XXIII, *128*) и потому порода сильно пористая.

Местами при радиально-крустификационном цементе кристаллы кальцита целиком заполняют пространство между фрагментами, что придает особый облик цементу (табл. XXV, *141*).

Рассматриваемый тип цементации характерен для относительно крупнофрагментарных пород (фораминиферовых, комковатых, оолитовых), причем таких, где фрагменты резко преобладают, образуя основной каркас породы; в этом отношении они похожи на породы с поровым цементом, только в последних соприкасающиеся частицы не крустифицированы.

Цемент нарастания или регенерации (рис. 2, *В*) в карбонатных породах связан почти исключительно с криноидными, вернее — эхинодерматовыми, разностями. Он образован относительно крупными кальцитовыми кристаллами, нарастающими на обломки скелетных частей иглокожих и имеющими с ними единую оптическую ориентировку. Там, где

последних много, возникает сплошная мозаика крупных кальцитовых кристаллов (табл. IX, *48*), при этом чем крупнее остатки иглокожих, тем крупнее и нарастающие на них зерна кальцита. Так как обычно остатки иглокожих присутствуют в породе вместе с другими органогенными фрагментами, то цемент имеет сложное, смешанное строение: на одних участках, где иглокожих много, он представляет цемент нарастания, на других же имеет иной характер, например, базальный или крустификационный (табл. XIV, *80*).

Цемент прорастания, или пойкилитовый, особенно характерен для некоторых разностей кальцитизированных доломитов (см. стр. 65, 66; табл. XXXV, *202—207*), где в крупных кристаллах кальцита, образующих сплошную мозаику, заключены мелкие доломитовые ромбоэдры. Кроме того, но много реже, подобный тип цементации наблюдается в некоторых разностях крупнофрагментарных, первично крупнопористых известняков (см. стр. 35). Здесь каждый кристалл выполняет несколько промежутков между фрагментами, вследствие чего им оказываются захваченным несколько таких фрагментов (табл. XLIX, *291*). Часто при этом последние бывают крустифицированы, т. е. представляют собой комбинацию крустификационного и пойкилитового цемента.

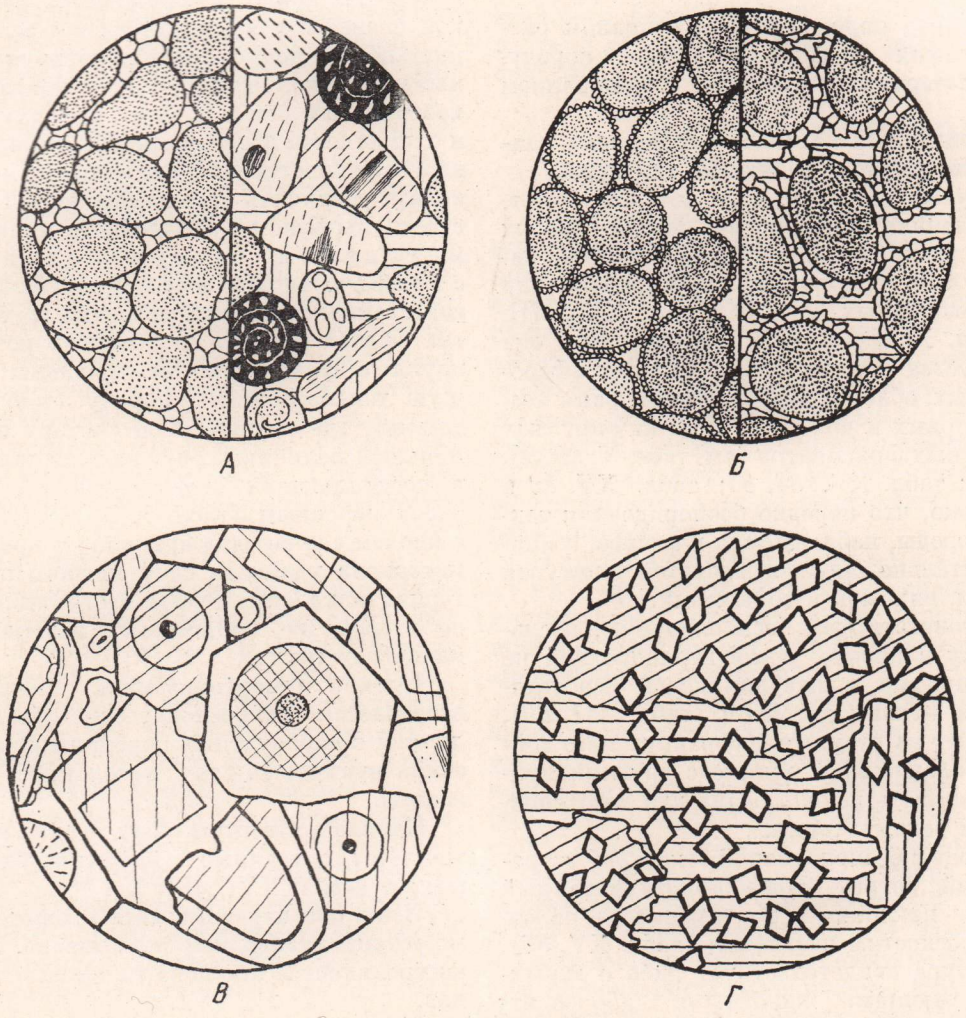


Рис. 2. Различные типы цементации в карбонатных породах

А — поровый цемент. Поры выполнены слева — тонкозернистым карбонатом кальция, справа — крупными кристаллами, равными по величине или превышающими размеры пор. *Б* — крустификационный цемент. Слева — пространство между крустифицированными фрагментами осталось полым, справа оно выполнено крупными кристаллами кальцита (комбинация крустификационного и порового цемента). *В* — цемент нарастания. На членики криноидей и их обломки наросли крупные кальцитовые кристаллы, причем каждый такой кристалл имеет оптическую ориентировку, одинаковую с остатком, на который он нарос. *Г* — пойкилитовый цемент. Мелкие ромбоэдры доломита цементируются крупными кальцитовыми кристаллами.

Наблюдения над текстурами пород в шлифах имеют меньшее значение, чем изучение их в полевых условиях и по пришлифовкам, так как в шлифе мы видим лишь незначительный участок породы. Однако для тонкозернистых разностей без микроскопических исследований характер текстуры часто не может быть определен.

Текстура пород определяется в основном расположением самих частиц, слагающих породу, сортировкой материала по размеру и изменением его состава.

В рассматриваемых карбонатных породах наиболее часто встречаются следующие текстуры.

Беспорядочная текстура, при которой отсутствует определенная ориентировка частиц или их закономерное распределение. Такая текстура характерна для всех однородных хемогенных или перекристаллизованных пород (табл. XXXVIII, *218—220*, табл. XLI, *236—239*). Кроме того, она часто наблюдается в известняках фораминиферовых, комковатых, обломочных (известняковые песчаники), оолитовых и др., состоящих из округлых или неправильных фрагментов (см. табл. V, *29*, *30*; табл. VIII, *46*; табл. XV, *83*, *84*; табл. XV, *82* и др.). Характерно, что нередко беспорядочная текстура такой породы, наблюдаемая в шлифе, совпадает с горизонтально- или косослоистой текстурой той же породы, видимой в обнажении.

Если мы констатируем беспорядочную, неслоистую текстуру в породе, резко неоднородной по структуре, например, в фузулинидовом известняке с обильным мелким детритом (табл. XII, *69*), то она указывает на отсутствие сортирующего действия среды отложения и, вместе с другими признаками, может быть использована для восстановления условий седиментации.

Если в породе с беспорядочной текстурой встречается плоский детрит, тоже ориентированный разнообразно — наклонно и вертикально — по отношению к плоскостям наслоения (табл. XV, *82*), то такая текстура свидетельствует либо о взрыхлении осадка роющими животными, либо об отложении его в прибойной зоне.

Слоеватая текстура определяется однообразной, чаще всего горизонтальной, послойной ориентировкой плоского детрита (табл. X, *53*) и, следовательно, характерна для пород определенной структуры. Такая текстура является обычной для вторично ненарушенного осадка и свойственна отложениям разных фациальных зон, кроме, может быть, зоны сильного прибоя.

Микрослоистая текстура в карбонатных породах чаще всего связана с сортировкой органогенного детрита и терригенной примеси (если она присутствует); эта текстура выражается чередованием слойков сходного состава, но разной структуры (например, известняк грубодетритовый сменяется известняком мелкодетритовым, а последний — шламовым, или известняк песчанистый переходит в известняк алевритистый, а последний — в глинистый). Такая слоистость, как правило, не бывает очень тонкой, и в пределах шлифа наблюдается два, реже три различных слойка. В изученных отложениях для слоистости указанного типа характерно асимметрично-ритмическое распределение материала — миниатюрное повторение того, что прекрасно видно в обнажениях. Особенность такой слоистости заключается в том, что грубозернистый (вернее, относительно крупнофрагментарный) материал внизу резко контактирует с тонкозернистым (табл. II, *8*, *9*), а кверху постепенно сменяется все более мелкообломочным, причем настолько постепенно, что по смене материала здесь нельзя различить отдельных слоев. Такой тип слоистости мы будем в дальнейшем именовать асимметричной отсортированной слоистостью (graded bedding американских геологов). Нижний контакт особенно грубых слоев иногда бывает резкий, но довольно ровный, так как крупные фрагменты не вдавлены в нижележащую тонкозернистую породу (табл. XXII, *125*), там же, где грубый слой состоит из фрагментов меньшей величины, они, как правило, внедряются в подстилающий слой, и тогда контакт бывает очень неровным (табл. XXII, *124*). Может быть, в первом случае одновременно с приносом грубого материала удалялся слой мягкого ила и этот материал ложился на осадок достаточно уплотненный, во втором же приносимый материал осаждался на мягком грунте.

Кроме отсортированной микрослоистости, встречается микрослоистость, обусловленная наличием в карбонатных породах тончайших, иногда очень невыдержанных прослойков, обогащенных глиной.

Наконец, известны очень четкие микрослоистые текстуры, связанные с жизнедеятельностью водорослей (табл. XVI, *87*).

Итак, при изучении микрослоистости необходимо устанавливать, чем она вызвана, насколько четко проявляется и какова толщина отдельных слойков.

Контрузивная или флюидальная текстура (табл. II, *10*, *11*) характеризуется завихренным расположением частиц, которые на отдельных участках шлифа имеют относительно параллельную ориентировку, и материал располагается в виде системы дуг, ограниченных параллельными линиями, причем здесь наблюдается не только соответствующая ориентировка фрагментов, но и чередование пелитоморфного и детритового материала (табл. II, *11*, *12*). Подобные же текстуры обычно отчетливо видны на поверхности образцов в ходах червей грунтоедов и связаны с их жизнедеятельностью. Вообще, когда в шлифе встретится флюидальная текстура, бывает полезно внимательно посмотреть образец, из которого был сделан шлиф, так как в образцах нередко следы роющих и ползающих животных обнаружить легче,

чем в шлифе. Можно утверждать, что в рассматриваемых отложениях, как правило, подобные текстуры обусловлены жизнедеятельностью животных, а не взмучиванием волнами, как иногда думают.

Порядок описания шлифов. Так же как при характеристике пород в полевых условиях, при описании шлифов следует придерживаться определенного порядка, в общих чертах сходного с тем, который выбран для описания образцов. Порядок этот таков:

1) определение породы, с указанием основной составляющей; например, известняк органогенно-детритовый, криноидный, или известняк микрозернистый с небольшим количеством органогенного детрита и т. д.;

2) подробное описание структуры, т. е. размера и формы зерен (или других породообразующих фрагментов); рассмотрение структуры следует начинать с характеристики главной составляющей породы; если известняк органогенный, то сначала надо дать характеристику состава, размера и других признаков органических остатков, а затем цементирующей неорганогенной массы, если же последняя преобладает, следует изменить порядок на обратный;

3) текстурные признаки;

4) неорганические включения, их состав, величина, форма, структурные и текстурные соотношения с основной карбонатной частью породы. Следует не только описать их, но и постараться выяснить порядок выделения различных минералов. Так, например, если мы встречаем глауконит и доломит в известняке, то надо установить, какой из этих минералов более ранней генерации.

Если при изучении шлифа мы встречаемся с признаками, проливающими свет на характер седиментации или последующих изменений породы, то это следует особо отметить в примечании к описанию шлифа, чтобы затем использовать при обобщении всего материала. Однако всегда следует четко отделять фактические данные от предположений и выводов.

Следует отметить, что при описании шлифа надо иметь под рукой образец породы, из которой он изготовлен, и описание того разреза, откуда он взят, чтобы ясно представлять себе, во-первых, как внешне выглядит порода, наблюдаемая в шлифе, во-вторых, сразу же представлять себе местоположение соответствующего слоя в разрезе.

Нередко начинающим петрографам бывает неясно, как при окончательном составлении разреза использовать данные изучения шлифа — в виде ли самостоятельного его описания, следующего за «макроскопической» характеристикой слоя, или в виде единого, обобщенного описания, в котором учитывалось бы исследование породы разными методами. Представляется, что здесь нельзя дать одного общего рецепта, так как многое зависит от характера и задач работы. При описании кернов скважин и образцов из горных выработок, где должна быть исключительно четкая документация ввиду того, что материал, как правило, неповторим, следует, давая послойную характеристику разреза, отдельно описывать сначала данные визуального изучения образцов, а затем шлифов, причем описание как тех, так и других должно быть возможно более полным. В сводной же характеристике отложений удобнее давать обобщенное описание.

ИЗУЧЕНИЕ ПОРОД В ПРИШЛИФОВКАХ

Пришлифовки для изучения карбонатных пород имеют исключительное значение. Впервые широко применять их стал, по крайней мере в нашей стране, М. С. Швецов, и это позволило ему обнаружить в платформенных известняках большое количество структурных и текстурных деталей, очень важных для понимания условий осадкообразования. Пришлифовки помогают определить минеральный состав карбонатных пород в тех случаях, когда он сложен, но особенно полезны они для обнаруживания многих текстурных и структурных особенностей породы.

Определение минерального состава производится путем травления небольших пришлифовок (аншлифов) и окрашивания пришлифованных поверхностей, которые могут быть значительных размеров.

Травление аншлифов применяется для отличия кальцита от доломита; при этом используют либо уксусную кислоту с прибавлением кислого фосфорнокислого аммония (способ Линка), либо слабую HCl (метод Белянкина, Лапина и Островского, 1940). Последний метод более удобен. Полированная поверхность аншлифа в течение 20 сек. обрабатывается 2%-ным раствором HCl. В результате такой обработки кальцит будет казаться в отраженном свете темным, а доломит сохранит свою белую полированную поверхность. При пользовании этим методом надо помнить, что поры будут выглядеть как кальцит, а кварц и некоторые другие минералы — как доломит. Недостатками метода являются невозможность применять его к тонкозернистым породам и малая площадь образцов по сравнению с пришлифовками, которые можно подвергать окрашиванию.

Окрашивание пришлифовок имеет значение тогда, когда порода образована различными карбонатными минералами, распределенными таким образом, что они образуют скопления значительных размеров, из-за чего в шлифах их структурные взаимоотношения трудно определимы. Геологам известны довольно широко распространенные «пятнистые» и «узорчатые» известковые доломиты или доломитовые известняки, структура которых отчетливо проявляется окрашиванием. Таким способом диагностируются различные карбонатные

минералы (Татарский, 1955), в данной же работе будет рассмотрен лишь наиболее простой способ отличия кальцита от доломита посредством азотнокислой меди.

В раствор $Cu(NO_3)_2$ *, налитый в ванночку, погружается пришлифовка (полированной поверхностью вниз). Под образец кладут стеклянные палочки, чтобы полированная поверхность не касалась дна. Надо следить за тем, чтобы на поверхности пришлифовки не было воздушных пузырьков. Через 4—5 часов образец вынимают и погружают на 1 мин. в крепкий раствор аммиака. Затем пришлифовку х о р о ш о промывают водой и высушивают (Татарский рекомендует осторожно вытирать образец). Кальцитовая часть породы окрашивается в синий цвет, доломитовая же не окрашивается, а лишь теряет полировку (табл. I, *6*, *7*).

К пористым породам этот метод неприменим, так как в порах задерживается раствор азотнокислой меди, которая, реагируя с аммиаком, дает окрашивание.

Пришлифовки (аншлифы) имеют большое значение для изучения скоплений в карбонатных породах непрозрачных минералов; методика их изучения изложена в курсах минераграфии.

И з у ч е н и е с т р у к т у р и т е к с т у р. Нередко в одноцветных и несколько монотонных карбонатных породах на расколах образцов и в обнажениях лишь слабо различимы структурные и текстурные особенности породы. Местами они лучше видны на выветрелых поверхностях, где, однако, тоже многие структурные детали пропадают. На пришлифованной поверхности образцов, наоборот, строение последних проявляется с исключительной отчетливостью. Поэтому, если геолог видит в обнажении намеки на сложную структуру, образец следует пришлифовать. На фотографиях, изображенных на табл. III, *13—15*, *18*, *19*; табл. IV, *20—23*; табл. VIII, *45*, *47*; табл. XVI, *87*; табл. XVII, *95*, *96* и др., можно видеть такие пришлифованные поверхности, позволяющие выяснить детали структуры и текстуры породы. Например, водорослевые, ортонелловые известняки представляют в кусках светло-серую тонкозернистую породу, в которой наблюдается скопление серых гороховидных шариков; природа их остается неясной. На пришлифованной же поверхности (табл. XVII, *95*) видно, что шарики эти имеют концентрическое строение, какое часто бывает у водорослей, и что, кроме того, они образуют линзочки, определяющие косую слоистость породы.

На пришлифовке, изображенной на табл. XVII, *96*, прекрасно видны структура ортонеллового известняка, а также обрастание галек и брахиоподовых раковин водорослевыми корками; на непришлифованном расколе породы все эти детали не видны. Очень многое дают пришлифовки для изучения текстур (табл. XXIII, *133*) и контактов (табл. VIII, *47*), которые в обнажениях иногда выглядят весьма неясно.

---

* На 1 л воды берут 188 г $Cu(NO_3)_2$, или 225 г $Cu(NO_3)_2 \cdot 3H_2O$, или 332 г $Cu(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ (Татарский, 1955).

II. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

120086
14047

Карбонатные породы весьма разнообразны по происхождению, структуре и вещественному составу, вследствие чего среди них выделяется много типов пород и их разновидностей.

По вещественному составу карбонатные породы разделяются в зависимости, во-первых, от содержания в них кальцита и доломита и, во-вторых, от значения карбонатной и терригенной составляющих.

В ряде известняк — доломит М. В. Муратов выделяет четыре типа пород, С. Г. Вишняков и Н. С. Страхов — шесть типов, а Г. И. Теодорович — восемь типов (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что схемы Страхова и Вишнякова очень близки. Схема Муратова хотя и проще, но едва ли может быть применима, так как в ней к чистым известнякам относятся породы с содержанием доломита до 20%. Опыт изучения карбонатных толщ показывает, что присутствие доломита или кальцита свыше 5%, и уж во всяком случае свыше 10%, весьма ощутительно сказывается на структуре пород. Последние существенно отличаются и по происхождению; так, в седиментационных доломитах содержание $CaCO_3$ всегда меньше 5%, тогда как в метасоматических — больше этой величины. Относительно схемы Теодоровича можно сказать, что она практически малоприменима из-за невозможности делать массовые анализы. Такое дробное разделение пород не оправдывается еще и потому, что, как будет показано ниже, известково-доломитовые породы очень изменчивы по химическому составу внутри одного пласта, и химический анализ, а тем более шлиф, дает, по существу, представление о небольшом участке породы; понятно, что это делает малополезным дробное деление известково-доломитовых пород. Конечно, при некоторых специальных исследованиях, когда возможно делать массовые химические анализы, дробные классификации иногда совершенно необходимы. При обычных же геологических работах можно применять следующую упрощенную схему, которая в свое время была предложена М. Э. Ноинским.

	Содержание $CaCO_3$, %
Известняк	95—100
Доломитовый известняк . .	50—95
Известковый доломит . . .	5—50
Доломит	0—5

Следует отметить, что, употребляя термин доломитизированный известняк, мы должны быть уверены в том, что доломит развивался вторично по известняку, т. е., что происходил процесс доломитизации; если же такой уверенности нет, лучше говорить о доломитовом известняке. То же можно сказать о терминах кальцитизированный доломит и известковый доломит. В первом случае кальцит должен быть вторично образованным по отношению к доломиту, во втором же случае это не обязательно.

При классификации глинисто-карбонатных пород было выдвинуто много различных схем, причем одни авторы пытались выбрать такие критерии для разделения пород, чтобы они отражали различие в их физических свойствах, а также согласовывались с основными промышленными стандартами, другие же чисто механически делили глинисто-карбонатные породы на основании содержания в них нерастворимого остатка. Разделение данной группы пород на типы, соответствующие промышленным стандартам, едва ли будет правильным. Для использования глинисто-карбонатных пород в качестве промышленного сырья иногда имеют значение столь небольшие колебания в содержании глинистой примеси, которые при обычных геологических исследованиях ни визуально, ни при помощи микроскопа уловлены быть не могут. Для разделения пород на типы согласно промышленным стандартам необходимо было бы

Таблица 1

Классификация известково-доломитовых пород

Название пород	$CaCO_3$, %	$CaMg(CO_3)_2$, %
По Н. М. Страхову (1956)		
1. Известняк	95—100	5—0
2. Слабо доломитовый известняк	80—95	20—5
3. Доломитовый известняк	50—80	50—20
4. Известковый доломит	20—50	80—50
5. Слабо известковый доломит	5—20	95—80
6. Доломит	0—5	100—95
По С. Г. Вишнякову (1933)		
1. Известняк	95—100	5—0
2. Доломитистый известняк	75—95	25—5
3. Доломитовый известняк	50—75	50—25
4. Известковый доломит	25—50	75—50
5. Известковистый доломит	5—25	95—75
6. Доломит	0—5	100—95
По Г. И. Теодоровичу (1950)		
1. Известняк	95—100	5—0
2. Слабо доломитовый известняк	80—95	20—5
3. Доломитовый известняк	65—80	35—20
4. Сильно доломитовый известняк	50—65	50—35
5. Сильно известковистый доломит	35—50	65—50
6. Известковистый доломит	20—35	80—65
7. Слабо известковистый доломит	5—20	95—80
8. Доломит	0—5	100—95
По М. В. Муратову (1940)		
1. Известняк	80—100	20—0
2. Доломитовый известняк	50—80	50—20
3. Известковый доломит	20—50	80—50
4. Доломит	0—20	100—80

производить массовые и очень точные химические анализы, что при обычных геологических исследованиях невозможно. Поэтому петрографическая классификация рассматриваемых отложений должна существовать рядом с другой — классификацией этих пород как промышленного сырья. Самой правильной, естественной классификацией была бы такая, которая отражала бы физические свойства пород и потому была бы легко применима в практической работе геологов. Попытки, которые предпринимались в этом направлении, пока не увенчались успехом. Так, некоторые исследователи считают, что в группу мергелей следует включить образцы с содержанием глины от 10 до 70%, так как при этом будто бы порода имеет облик типичный для мергеля, т. е. отличается малой крепостью и часто легко растрескивается. Надо сказать, однако, что это не столько зависит от содержания глинистых частиц, сколько от структуры карбонатной составляющей. Известны, например, некрепкие чистые микрозернистые доломиты, которые в поле почти всеми геологами определялись как мергели. В то же время в крепких перекристаллизованных известняках примесь глины в 15—20% не изменяет существенно их облика. До сих пор литологи не установили зависимости между химическим составом глинисто-карбонатных пород и их физическими свойствами, вследствие чего пока приходится выбирать классификацию, основанную только на различном содержании нерастворимого остатка.

В табл. 2 приведено несколько схем разделения глинисто-карбонатных пород. Первая схема, Вишнякова, основана на том же принципе, что и схема деления известково-доломитовых пород, и потому представляется наиболее удобной. Схема Осиповой проще, так как в ней выделено меньше типов пород, но они отличаются от стандартов, принятых при разделении известково-доломитовых отложений. Представляется правильным пользоваться схемой Вишнякова, причем при обычных геологических работах применять ее упрощенный вариант.

Схемы Теодоровича и Муратова резко отличаются от других как терминологией, так и химической характеристикой выделенных типов. В обеих схемах слишком расширенно понимаются мергели, к которым относятся породы с содержанием глины 10—12%, что отличает эти схемы от всех других. Стремление дробно разделить мергели привело к неудобной терминологии; неудачны такие определения, как «известково-карбонатный мергель» или «известковый мергель». В последнем случае прилагательное «известковый» указывает не на качество карбонатного материала, а на его количество. Вследствие этого схема Муратова не применима к глинисто-доломитовым породам, так как в этом случае породы № 3 и 4 будет трудно определить.

В настоящей работе при классификации как известково-доломитовых пород, так и глинисто-карбонатных мы придерживаемся схемы С. Г. Вишнякова.

Таблица 2

Классификация глинисто-карбонатных пород

Название пород	$CaCO_3$, %	Глина, %
По С. Г. Вишнякову (1933)		
1. Известняк (доломит)	95—100	5—0
2. Глинистый известняк (доломит)	75—95	25—5
3. Мергель (доломитовый мергель)	50—75	50—25
4. Глинистый мергель (доломитовый мергель)	25—50	75—50
5. Известковая глина	5—25	95—75
6. Глина	0—5	100—95
Упрощенный вариант схемы С. Г. Вишнякова		
1. Известняк (доломит)	95—100	5—0
2. Глинистый известняк (доломит)	75—95	25—5
3. Мергель (доломитовый мергель)	25—75	75—25
4. Известковая (доломитовая) глина	5—25	95—75
5. Глина	0—5	100—95
По А. И. Осиповой (1950)		
1. Известняк	95—100	5—0
2. Глинистый известняк	70—95	30—5
3. Мергель	30—70	70—30
4. Известковая глина	10—30	90—70
5. Глина	0—10	100—90
По Г. И. Теодоровичу (1950)		
1. Известняк	95—100	5—0
2. Глинистый известняк	90—95	10—5
3. Известково-карбонатный мергель	70—90	30—10
4. Известковый мергель	50—70	50—30
5. Известково-глинистый мергель	30—50	70—50
6. Известковая глина	10—30	90—70
7. Глина	0—10	100—90
По М. В. Муратову (1940)		
1. Известняк	95—100	5—0
2. Глинистый известняк	87,5—95	12,5—5
3. Известковый мергель	80—87,5	20—12,5
4. Мергель	50—80	50—20
5. Глинистый мергель	35—50	65—50
6. Известковистая глина	10—35	90—65
7. Глина	0—10	100—90

При классификации карбонатных пород, обогащенных более грубым терригенным материалом, можно предложить схему, приведенную в табл. 3.

Нередко для классификации смешанных пород предлагаются треугольные диаграммы различной конструкции. В результате их применения возникают термины очень сложные и неудобные. Кроме того, такие диаграммы не отличаются точностью, так как обычно весь нерастворимый остаток в них связывают либо с глиной, либо с песком или алевритом, тогда как в природе часто наблюдается их смесь. Гораздо удобнее не нагромождать различные термины в название породы, а, давая ей характеристику, указывать содержание в ней различных примесей. Если к тому же учесть, что в огромном большинстве случаев геолог имеет возможность произвести очень ограниченное количество анализов, то практически предлагаемые диаграммы оказываются малоприменимыми.

По происхождению осадочного материала карбонатные породы делятся на три основные группы: обломочную, органогенную и хемогенную (или биохемогенную), в зависимости от того, каково происхождение главной части карбонатного материала. Изучение конкретных

Таблица 3

Классификация терригенно-карбонатных пород

Название породы	Карбонаты, %	Терригенная часть, %
1. Известняк (доломит)	95—100	5—0
2. Алевритистый[1] (песчанистый) известняк (доломит) или известняк (доломит) с гравием (с гальками)	75—95	25—5
3. Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный (известняк (доломит)	50—75	50—25
4. Известковый (доломитовый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25—50	75—50
5. Известковистый (доломитистый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5—25	95—25
6. Алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	0—5	100—95

[1] Как и в других случаях, вместо прилагательного алевритистый можно употреблять термин слабо алевритовый.

3*

Схема классификации карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы

Таблица 4

Разделение по происхождению седиментационного материала	Дробное разделение по структурным и генетическим признакам		Разделение по вещественному составу					
			Карбонатные породы			Терригенно-карбонатные породы		
			Известняки		Доломиты			
			чистые известняки $CaCO_3 \geqslant 95\%$, $CaMg(CO_3)_2 \leqslant 5\%$	слабо доломитовые известняки $CaCO_3$ 95—80%, $CaMg(CO_3)_2$ 5—20%	доломитовые известняки $CaCO_3$ 50—80% $CaMg(CO_3)_2$ 20—50%	известковый доломит $CaCO_3$ 20—50%, $CaMg(CO_3)_2$ 50—80%	слабо известковый доломит $CaCO_3$ 5—20%, $CaMg(CO_3)_2$ 80—95%	чистый доломит $CaCO_3 \leqslant 5\%$ $CaMg(CO_3)_2 \geqslant 95\%$
Обломочные породы		Разделение по размеру и окатанности фрагментов	Известняковые брекчии Известняковые конгломераты Известняковые гравелиты Известняковые песчаники	Доломитовые обломочные известняки	Известковые доломиты с обломочной структурой	песчаные известняки (песка 5—50%)	алевритовые известняки (алеврита 5—50%)	глинистые известняки (глины 5—25%)
Органогенные породы	Органогенно-детритовые (органогенно-обломочные)	Разделение по размеру, составу и окатанности фрагментов	Раковинные известняковые гравелиты и песчаники Органогенно-детритовые известняки: несортированные крупнообломочные мелкообломочные шламовые	Доломитовые органогенные известняки (те же типы и разновидности, что и у чистых органогенных известняков)	Известковые доломиты с обильными органическими остатками	Доломиты с остатками органогенной структуры	Песчаные органогенно-детритовые известняки	Алевритовые мелкодетритовые и биоморфно-детритовые известняки
	Биоморфно-детритовые и детритово-биоморфные	Разделение по составу и размеру фрагментов	Фитогенные известняки: ортонелловые, двинелловые и др. Зоогенные известняки: фораминиферовые, фузулинидовые, полидетритовые и др.					
	Биоморфные	Разделение по составу фрагментов	Фитогенные Фитозоогенные Зоогенные					
	Копрогенные и сгустковые	Разделение по происхождению и размеру фрагментов	1. Сгустковые известняки, возникшие за счет разложения раковин на составляющие микрокристаллы 2. Сгустковые известняки, возникшие в результате жизнедеятельности сверлящих и обволакивающих организмов 3. Копрогенные известняки	Сгустковые и мелкокомковатые доломитовые известняки	Сгустковые и мелкокомковатые известковые доломиты			

Разделение по вещественному составу					
Терригенно-карбонатные породы					
песчаные доломиты (песка 5—50%)	алевритовые доломиты (алеврита 5—50%)	глинистые доломиты (глины 5—25%)			
Песчаные доломиты с органогенно-детритовой структурой	Алевритовые доломиты с остатками органогенно-детритовой структуры				

Окончание таблицы см. на стр. 22—23

Таблица 4 (окончание)

Разделение по происхождению седиментационного материала	Дробное разделение по структурным и генетическим признакам		Разделение по вещественному составу											
			Карбонатные породы						Терригенно-карбонатные породы					
			Известняки			Доломиты								
			чистые известняки $CaCO_3 \geqslant 95\%$, $CaMg(CO_3)_2 \leqslant 5\%$	слабо доломитовые известняки $CaCO_3$ 95—80%, $CaMg(CO_3)_2$ 5—20%	доломитовые известняки $CaCO_3$ 50—80%, $CaMg(CO_3)_2$ 20—50%	известковый доломит $CaCO_3$ 20—50%, $CaMg(CO_3)_2$ 50—80%	слабо известковый доломит $CaCO_3$ 5—20%, $CaMg(CO_3)_2$ 80—95%	чистый доломит $CaCO_3 \leqslant 5\%$, $CaMg(CO_3)_2 \geqslant 95\%$	песчаные известняки (песка 5—50%)	алевритовые известняки (алеврита 5—50%)	глинистые известняки (глины 5—25%)	песчаные доломиты (песка 5—50%)	алевритовые доломиты (алеврита 5—50%)	глинистые доломиты (глины 5—25%)
Хемогенные породы	Оолитовые		Оолитовые известняки	Доломитовые оолитовые известняки		Известковые доломиты с остатками оолитовой структуры								
	Микрозернистые		Микрозернистые известняки	Доломитовые известняки: микрозернистые и разнозернистые с порфиробластовой структурой		Известковые доломиты: микро-, тонко- и разнозернистые с порфиробластовой структурой		Микрозернистые доломиты (седиментационные) Микрозернистые доломиты (метасоматические)		Алевритовые микрозернистые известняки с мелким раковинным и растительным детритом	Глинистые микрозернистые известняки		Алевритовые тонкозернистые доломиты	Глинистые доломиты
Криптогенные породы	Сгустковые и комковатые	Разделение по форме и размеру фрагментов	Сгустковые неясного происхождения Мелкокомковатые, неясного происхождения	Сгустковые доломитовые известняки		Сгустковые известковые доломиты		Мелкокомковатые доломиты						
	Вторично измененные	Разделение по размеру и соотношению кристаллов		Разнозернистые доломитовые известняки сложной структуры (сильно кальцитизированные доломиты)		Разнозернистые известковые доломиты сложной структуры: а) доломиты кальцитизированные из внутренней части ромбоэдров; б) кальцитизированные доломиты с пойкилитовой структурой		Тонко- и мелкокристаллические доломиты (метасоматические)						

объектов показывает, что между породами различных групп и различных типов внутри этих групп существуют постепенные переходы, вследствие чего иногда затруднительно отнести какой-либо образец к тому или другому типу. Как и при разделении пород по вещественному составу, при выделении типов пород учитывается природа основной ее части, составляющей 50% субстрата и более.

Обломочные карбонатные породы образованы карбонатными обломками, сцементированными карбонатным же цементом. Среди них различаются брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, выделяемые по тем же признакам, что и обычные обломочные породы.

Обломочные доломиты часто представляют собой замещенные доломитом обломочные известняки.

Бо́льшая часть карбонатных обломочных пород, во всяком случае почти все их платформенные представители, отличаются от терригенных пород тем, что слагающие их обломки образуются в результате разрушения местных пород, возникших в том же водоеме, где формируются сами обломочные слои, которые обладают небольшой мощностью, мелкообломочным строением, но распространены на значительной площади.

Группа органогенных карбонатных пород представлена наиболее разнообразно. Здесь выделяются подгруппы: органогенно-обломочная (или органогенно-детритовая), биоморфно-детритовая и биоморфная. По-видимому, сюда же следует отнести многие разности своеобразных сгустковых и мелкокомковатых пород, так или иначе связанных с жизнедеятельностью организмов.

Среди органогенно-обломочных известняков различаются:

1) породы, состоящие из окатанного раковинного детрита, которые можно именовать раковинными известковыми песчаниками, или гравелитами;

2) породы из неокатанного раковинного детрита.

В зависимости от размера фрагментов выделяются неотсортированные, крупнодетритовые, мелкодетритовые и шламовые породы. Первые состоят из обломков различной величины, у вторых преобладают (> 50%) фрагменты крупнее 1 мм, у третьих — фрагменты от 0,1 мм до 1 мм и у последних — <0,1 мм.

В каждом из упомянутых типов можно выделить ряд разновидностей, отличающихся составом раковинного материала. Обычно последний весьма разнообразен, и порода может именоваться полидетритовой, но иногда она состоит преимущественно из обломков раковин какой-либо одной группы животных и тогда получает соответственное название (например, фораминиферовые, остракодовые и другие известняки).

Среди полидетритовых пород часто наблюдаются разности, в которых преобладают какие-нибудь из фрагментов; в таком случае удобно употреблять двойное название, например, криноидно-полидетритовые, брахиоподово-полидетритовые и т. п.

К биоморфным известнякам относятся породы, состоящие из цельных скелетов организмов. Изучение конкретного материала показывает, что такие породы встречаются исключительно редко. К ним относятся стереофитические[1] известняки, например, строматолитовые, а иногда остракодовые, фораминиферовые и др. При внимательном рассмотрении почти всегда оказывается, что вместе с ними присутствует большое количество раковинных обломков, но вследствие очень малых размеров они не учитываются; кроме того, сами раковинки в большинстве случаев являются несколько поврежденными.

Гораздо шире распространены детритово-биоморфные известняки, состоящие из смеси цельных или лишь слабо поврежденных раковин и их детрита, причем первые составляют более 50% всех органогенных фрагментов[2].

В зависимости от систематического состава палеонтологических остатков различают известняки

[1] Известняки, формирующиеся сразу на дне водоема в твердом виде.

[2] При определении процентного содержания органических остатков в шлифах берется площадь, занятая ими вместе с внутренними полостями.

фораминиферовые, пелециподово-гастроподовые, водорослевые и др.

Кроме известняков явно органогенного происхождения, широко распространены известняки, основной составной частью которых являются сгусточки или комочки пелитоморфного кальцита, иногда заметные лишь в шлифах, а иногда хорошо различимые и невооруженным глазом. Часть этих образований имеет копрогенное происхождение, часть же связана с жизнедеятельностью известьвыделяющих сине-зеленых водорослей или водорослей сверлящих (грануляторов), превращающих обломки раковин в комочки микрозернистого известняка. Последние, кроме того, возникают иногда от распада раковин мелких фораминифер на составляющих микрокристаллы, в результате чего они утрачивают свою структуру, превращаясь в бесформенные сгустки. Таким образом, бо́льшая часть рассматриваемых пород связана с жизнедеятельностью организмов.

Иногда, однако, природа таких образований остается неясной, и тогда породу следует относить в разряд криптогенных.

Следует отметить, что доломиты с органогенной структурой, как правило, возникают от доломитизации соответствующих известковых отложений и относятся к доломитам замещения.

Третью группу карбонатных пород составляют породы хемогенные, т. е. такие, в которых основная составная часть ($> 50\%$) возникла в результате выпадения из морской воды карбонатного осадка. К таким породам принадлежат оолитовые [1] и микрозернистые карбонатные породы. И те и другие в структурном отношении связаны постепенными переходами с некоторыми разновидностями биогенных и реже обломочных пород. Особенно часто наблюдается такая связь между микрозернистыми и шламовыми известняками или микрозернистыми и мелкофораминиферовыми; выражается она в широком развитии пород, состоящих из смеси микрозернистого кальцита и органогенных фрагментов.

Кроме трех основных групп карбонатных пород, выделяемых на основании происхождения седиментационного материала, встречаются породы, генезис которых с этой точки зрения неясен (криптогенные породы). Сюда могут быть отнесены некоторые разновидности сгустковых и мелкокомковатых пород, но основную часть их представляют породы, состав и структура которых настолько изменены вторичными процессами, протекавшими в диагенезе, эпигенезе и в зоне поверхностного выветривания, что первичный облик осадка стал неузнаваем. Такие породы можно выделять в группу вторично измененных пород.

Следует отметить, что каждое отложение, естественно, претерпевало при превращении из осадка в породу существенные изменения, и с этой точки зрения выделение группы вторично измененных пород является условным. Однако в одних случаях первичный облик осадка отчетливо сохранился, в других же случаях он совсем исчез и можно лишь догадываться о первичном происхождении материала. Только в таких случаях мы относим породы к группе вторично измененных.

В табл. 4 приведена классификация изученных пород, причем здесь, с одной стороны, дано разделение по вещественному составу, а с другой стороны — по происхождению седиментационного материала. Таблица эта несколько громоздка, однако по ней можно сразу познакомиться со всем разнообразием карбонатных пород, слагающих разрез карбона на платформе и подробно описанных ниже.

---

[1] Возможно, что частично оолитообразование протекало уже в диагенезе.

III. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

А. СРЕДНИЙ КАРБОН

Средний отдел каменноугольной системы делится на два яруса: башкирский и московский.

Башкирский ярус развит на востоке Русской платформы, почти повсеместно отсутствуя на западе, где его остатки сохранились лишь на изолированных участках. Такое ограниченное распространение башкирских отложений, как известно, связано с крупным перерывом в осадконакоплении в начале среднего карбона.

Сложная история, которую переживал башкирский бассейн, привела к большой фациальной изменчивости осадков, нередко сопровождаемой местными перерывами и внутриформационными размывами. Литологическое непостоянство и еще недостаточно хорошо изученная палеонтологическая характеристика яруса затрудняют его дробное расчленение и детальное сопоставление разрезов. Однако обработка материалов опорного бурения внесла очень много нового в познание этих отложений и позволила довольно точно определить объем яруса, поставить вопрос о подразделении его на два подъяруса, местами выделить в пределах нижнего из них более дробные стратиграфические горизонты (Рейтлингер, 1954), а также выяснить фациальную характеристику отложений.

В унифицированной схеме 1951 г. в башкирском ярусе выделены два горизонта: нижний и верхний.

Нижний горизонт образован, как правило, известняками, залегающими на размытой и часто сильно закарстованной поверхности протвинского горизонта (нижний намюр) или даже на более низких горизонтах нижнего карбона. Среди известняков здесь широко распространены органогенно-обломочные разности различной структуры — от грубых до тонкозернистых, а также известняки мелкофораминиферовые с разнообразным комплексом форм, водорослевые, главным образом донецелловые, сгустковые и оолитовые. Во многих разрезах встречаются прослои известняковых брекчий и органогенно-обломочных пород с окатанным детритом, известняковым песком и гальками. Меньшее значение имеют известняки строматолитовые, пелитоморфные и др. В сравнительно немногих разрезах (Пилюгино) широко развиты доломиты. Терригенные осадки не характерны для нижнебашкирского горизонта и встречаются только в некоторых районах в виде прослоев глин, мергелей или глинистых известняков. Глинистые слои известны местами на юге Доно-Медведицких поднятий, а прослои пестроокрашенных глин и песчаных доломитов обнаружены в Вожгальском разрезе.

Мощность нижнебашкирских отложений весьма непостоянна, изменяясь от нуля до 70 м. Заметно возрастание мощности на юго-востоке, где, по данным Е. А. Рейтлингер, появляются наиболее древние слои горизонта, отсутствующие на других участках платформы. В области структур Волго-Уральского свода мощность нижнебашкирских отложений невелика, и, по-видимому, местами они вообще отсутствуют, будучи размыты в начале вархнебашкирского времени или позднее.

Верхний горизонт резко отличается от нижнего появлением на обширных площадях терригенных, часто весьма специфических пород, вместе с чем становится и более сложной литологическая характеристика башкирских отложений. Верхнебашкирские слои в одних случаях имеют чисто карбонатный состав, в других — глинисто-известняковый и в третьих — песчано-глинистый.

Песчано-глинистые отложения, частично морского, а частично лагунного и континентального происхождения, распространены на юге платформы — в Сталинградском, Саратовском Поволжье [1]

[1] В Саратовском Поволжье толща, соответствующая верхнебашкирскому горизонту, получила название тепловской свиты.

и в Сызрани. Эти отложения представлены чередованием темных глин с растительным детритом, полимиктовых песчаников и алевролитов, среди которых присутствуют тонкие прослои углей, глинисто-углистых отложений и алевритистых или глинистых известняков, обычно пелитоморфных, реже — мелкофораминиферовых.

Мощность верхнебашкирских отложений на юге Доно-Медведицких дислокаций достигает 155—170 м, в Саратове — 100 м, а в Сызрани — около 45 м, причем местами мощность здесь резко уменьшается. Это находится в связи с неровностями рельефа кровли нижнебашкирских пород. Еще меньше (до 10 м) мощность верхнего горизонта в районе р. Исса, к западу от которой башкирские осадки вообще отсутствуют.

Севернее и северо-восточнее рассмотренной территории, на структурах Волго-Уральского свода, верхнебашкирский горизонт имеет существенно иной состав: терригенные породы исчезают, и весь разрез слагают почти одни известняки. Последние представлены светлыми, серыми и коричневатыми разностями разнообразного состава. Здесь много органогенно-детритовых известняков различной структуры, фораминиферовых пород как с разнообразными, так и только с прикрепляющимися формами, донецелловых, сгустковых и мелкокомковатых известняков. Кроме того, присутствуют прослои раковинных песчаников, известняковых брекчий, конгломератов и гравелитов; встречаются породы с оолитами; довольно широко распространен глауконит. Изредка наблюдается сильная доломитизация всех пород.

Мощность верхнебашкирского горизонта в карбонатной фации отличается от мощности его в терригенной фации, во-первых, как правило, меньшими величинами и, во-вторых, бóльшим колебанием этих значений. В пределах Волго-Уральского свода мощности изменяются от 5—10 до 30—33 м, причем их уменьшение часто зависит от размыва верхов горизонта в начале верейского времени.

В Вожгалах среди известняков верхнего горизонта появляются глинистые прослои, несколько меняющие его облик. Мощность горизонта в Пермском Прикамье изменяется в пределах от 10 до 35 м.

Северо-восточнее, в Колво-Вишерском крае, верхний горизонт башкирского яруса представлен 20-метровой толщей серых и темно-серых криноидно-фораминиферовых и водорослевых известняков, иногда доломитизированных, с прослоями известняковых брекчий, один из которых приурочен к основанию разреза.

В западной части платформы верхнебашкирские породы почти повсеместно отсутствуют, и только в Тихвинском районе они были обнаружены Т. И. Шлыковой. Здесь верхнебашкирские слои представлены известняками — водорослевыми, оолитовыми и брекчиевидными с прослоями розового мергеля. Залегают они на протвинских известняках и в основании содержат гальку.

У восточного края платформы, в южном Приуралье, мощность верхнебашкирских отложений заметно возрастает.

Московский ярус, как известно, состоит из четырех горизонтов: верейского, каширского, подольского и мячковского.

Верейский горизонт на Русской платформе представлен разнообразным комплексом отложений — как терригенных, так и карбонатных. Здесь можно выделить три области с существенно различным строением горизонта. Первая из них характеризуется развитием пестроцветных, главным образом красных, песчано-глинистых осадков с прослоями карбонатных пород, преимущественно известняков; вторая область в основном представлена серыми и темными песчано-глинистыми отложениями с более обильными карбонатными слоями; для третьей области характерны чистые известняки.

Область распространения красноцветных пород охватывает бóльшую часть Московской синеклизы (западную). Здесь осадки верейского горизонта представляют собой трансгрессивную серию, залегающую на различных горизонтах нижнего карбона. Основной фон разрезов образован красными глинами с небольшими и редкими прослоями полимиктовых песчаников, алевролитов и карбонатных пород. Однако местами в разрезе появляются мощные косослоистые придельтовые песчаники, а порой и значительные карбонатные пачки. Последние иногда состоят из микрозернистых, нередко глинистых и алевритистых красноватых доломитов, а в других местах образованы часто переслаивающимися глинами, мергелями и известняками. Известняки в одних прослоях грубые — органогенно-детритовые, местами с песком и алевритом, а в других тонкозернистые — шламовые или мелкофораминиферовые, в некоторых случаях глинистые. В восточных участках в верхах горизонта появляются сплошные карбонатные пачки, которые можно отделить от вышележащих каширских пород лишь на основании палеонтологических данных.

Мощность верейских отложений весьма изменчива и колеблется от 8—10 до 50—60 м, что зависит, во-первых, от неровностей доверейского фундамента и, во-вторых, от того, что к западу постепенно выклиниваются нижние слои горизонта, отображая ход морской трансгрессии.

Восточнее области развития красноцветов простирается зона распространения верейских пород несколько иного облика. Здесь основной фон разрезов образован темными, серыми или зеленовато-серыми глинами, нередко с растительным шламом; среди глин в одних местах наблюдаются небольшие прослои, а в других — значительные пачки светло-серых и серых полимиктовых песчаников и алевролитов, иногда тоже с растительными остатками. Чаще, чем в красноцветных толщах, здесь присутствуют известняки, иногда слагающие пачки большой мощности. Известняки эти имеют свет-

ло-серую, серую или темную окраску и часто содержат примесь глины или алеврита. Глинистые разности известняков тонкозернистые, часто с обильным растительным шламом, а алевритистые — более грубые: детритовые, фораминиферовые и др. Характерно присутствие пирита, а в некоторых алевритистых известняках — и глауконита. Реже, чем известняки, встречаются прослои доломитов, обычно тоже глинистых и алевритистых. Весь этот пестрый комплекс известняково-песчано-глинистых отложений характеризуется большой фациальной изменчивостью.

В районах, близких к области развития красноцветов, наблюдаются как темные, так и пестрые слои, вследствие чего граница между областью развития красноцветных и темных осадков расплывчата.

Мощность верейских пород на юге платформы, как правило, большая (100 м и более). К северу от Самарской Луки мощность их уменьшается; значения ее изменяются в пределах от 30 до 100 м, причем наименьшие мощности тяготеют к структурам Волго-Уральского свода.

Рассмотренные сероцветные верейские отложения приурочены к восточной части платформы, простираясь от северо-восточной окраины Донбасса до Тимана и захватывая Нижнее и Среднее Поволжье и Заволжье, Кировскую область и Пермское Приуралье.

Чисто карбонатные разрезы верейского горизонта наблюдаются на юго-востоке платформы (Ишимбайское Приуралье, северный борт Прикаспийской впадины) и в пределах Печорской синеклизы.

На юго-востоке верейские отложения представлены светлыми и темно-серыми известняками и доломитами. Как в тех, так и в других часто наблюдается органогенно-детритовая и обломочная (брекчии) структуры. В Приуралье, в краевых частях платформы, среди известняково-доломитовых пород появляется большое количество крупных кремневых конкреций.

Мощность карбонатных верейских отложений достигает 70—120 м и более.

Каширский горизонт, в отличие от верейского, образован в основном не терригенными, а карбонатными породами, хотя первые местами слагают в его разрезе значительные пачки. Каширские отложения испытывают заметные латеральные изменения, выражающиеся как в различном содержании терригенного материала и в характере его, так и в появлении местами своеобразных карбонатных отложений.

В западной части Московской синеклизы, включая и Окско-Цнинское поднятие, каширский горизонт представлен чередованием пачек, состоящих из светлых и розовых, иногда глинистых, микрозернистых седиментационных доломитов (см. стр. 67), и пачек, образованных белыми известняками тонкозернистыми, почти без органических остатков и более грубыми органогенно-детритовыми. Весьма небольшое значение имеют сгустковые, водорослевые и обломочные известняки. Кроме чисто карбонатных пород, в разрезе наблюдается несколько пачек, состоящих из переслаивающихся розовых и зеленоватых глин, мергелей и органогенных известняков.

На южном крыле, в средней части горизонта, известны две терригенные пачки, образованные красными глинами и песчаниками (хотунская и ростиславльская), из которых верхняя, ростиславльская, местами достигающая 10 м, представлена почти сплошными косослоистыми песчаниками. Характерно присутствие флюорита, особенно часто встречающегося в Ржевском Поволжье, где известна его землистая разность — ратовкит. В известняках нередко наблюдаются кремневые конкреции.

Мощность горизонта меняется в пределах от 40 до 80 м.

Вторым районом, где терригенные осадки имеют существенное значение, является Нижнее и Среднее Поволжье и Прикамье. Здесь преобладают карбонатные породы: известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Известняки — светлые и серые, различного характера: тонкозернистые с небольшим количеством раковинного материала и более грубые — органогенные (детритовые и биоморфно-детритовые различной структуры), реже — сгустковые и обломочные; местами присутствуют темные глинистые разности.

Нередко известняки бывают в той или иной мере доломитизированы. Доломиты представлены микро- и тонкозернистыми разностями, и в них часто наблюдаются реликты органогенной структуры (доломиты замещения). В различных частях разреза, но главным образом в его нижней трети, каширские отложения обогащены терригенными породами, иногда образующими не только прослои или пакеты, но и мощные пачки. Представлены эти отложения серыми, зеленовато-серыми и черными глинами, мергелями и серыми полимиктовыми песчаниками, причем преобладают глинистые осадки. По внешнему облику эти породы сходны с нижележащими верейскими слоями и резко отличаются от синхроничных красноцветных отложений Московской синеклизы. Особенно обогащен терригенным материалом каширский горизонт на юге Доно-Медведицких поднятий, где в его основании развита 65-метровая толща почти сплошных песчано-глинистых пород лишь с небольшими известняковыми прослоями. К северу роль терригенных осадков в разрезе быстро уменьшается, хотя в Прикамье они еще присутствуют в значительном количестве.

Мощность горизонта изменяется от 60—70 до 200 м, причем она закономерно возрастает к югу.

Таким образом, существенное обогащение терригенным материалом наблюдается вдоль западной и особенно южной окраины Московской синеклизы,

а также вдоль восточного борта Воронежского массива, в области Волго-Уральского свода и в Прикамье.

На остальной территории платформы каширский горизонт образован преимущественно карбонатными породами: различными известняками, часто сильно доломитизированными, и метасоматическими доломитами, в которых нередко сохранились реликты органогенной структуры. В небольшом количестве среди карбонатных пород встречаются тонкие прослои серых и зеленоватых глин, количество которых возрастает на северо-востоке, при приближении к Уралу.

Мощность горизонта в карбонатной фации изменяется от 35—40 до 100 м.

Подольский горизонт еще беднее терригенными отложениями, чем каширский. По существу, почти на всей территории платформы подольские отложения представлены карбонатными породами, и только в районе Нижнего Поволжья и на юге Московской синеклизы глинистые слои играют в составе горизонта заметную роль.

В пределах Московской синеклизы подольский горизонт представлен чередованием известняков относительно тонкозернистых — шламовых, мелкофораминиферовых или содержащих лишь небольшое количество органогенных фрагментов — с известняками более грубыми — органогенно-детритовыми, мелкокомковатыми, сгустковыми, водорослевыми и др. Встречаются также прослои раковинных песчаников, известняковых гравелитов и конгломератов, связанных с небольшими местными размывами. Для подольских отложений Московской синеклизы характерны небольшие водорослевые биостромы, отсутствующие на других участках платформы. Кроме того, здесь присутствует несколько пачек, обогащенных глиной и представляющих собой переслаивание розовых и зеленоватых мергелей и глин с органогенно-детритовыми известняками различной структуры. Такие пачки развиты на южном и юго-западном крыльях синеклизы и довольно быстро выклиниваются к ее центральным частям. Местами, преимущественно в верхней половине горизонта, наблюдается довольно сильная и неравномерная доломитизация известняков. Своеобразные доломиты, называемые у местных каменоломов «зеленкой» (см. стр. 69), появляются иногда и среди глинистых пачек. В различных частях разреза попадаются кремневые конкреции. Мощность подольских отложений Московской синеклизы изменяется от 20 до 70 м, возрастая на востоке и уменьшаясь по ее окраинам.

В Нижнем Поволжье (Доно-Медведицкие поднятия) подольский горизонт представлен чередованием известняков тонкозернистых и более грубых органогенно-детритовых, иногда переходящих в раковинные песчаники. Наблюдаются следы местных размывов, с которыми связано появление известнякового гравия и галек. Меньшее развитие имеют доломиты. В нижней и верхней частях разрез несколько обогащен глинистым материалом и в нем наблюдаются тонкие прослои глинистых известняков и глин зеленоватого и серого цвета. Мощность отложений здесь превышает 200 м.

Кроме рассмотренных районов, большое количество мергелей и темных глинистых известняков в подольском горизонте наблюдается в западной части Колво-Вишерского края, куда обломочный материал поступал, очевидно, с Тимана.

На остальной территории платформы глины встречаются в виде редких небольших прослоев, и весь горизонт образован почти сплошными светло-серыми, серыми и буроватыми карбонатными породами, причем в одних местах преобладают известняки, а в других — доломиты. Известняки, как и в рассмотренных выше районах, весьма разнообразны, среди них наблюдаются как микро- и тонкозернистые разности (хемогенные, шламовые и мелкофораминиферовые), так и относительно грубые, обычно более мелководные (обломочные, органогенно-детритовые, биоморфно-детритовые, сгустковые и др.).

Нередко отмечаются следы местных размывов. Доломиты представлены микро- и тонкозернистыми разностями, то плотными, то пористыми, с остатками органогенной, обломочной или комковатой структуры (доломиты замещения). Местами встречаются прослои темно-серых и серых тонкозернистых глинистых известняков и доломитов с тонким растительным шламом и пиритом.

Мощность подольского горизонта в карбонатной фации весьма изменчива. На юге она достигает 100—200 м, а в северных районах обычно составляет менее 100 м, в отдельных случаях уменьшаясь до 45 м и даже до 30 м.

Мячковский горизонт по составу пород и распределению их на площади весьма близок к подольскому. Приблизительно в тех же районах наблюдается некоторое обогащение разреза глинистым материалом, количество которого в общем несколько уменьшается по сравнению с подольским горизонтом.

На территории Московской синеклизы мячковские отложения представлены переслаиванием известняков тонкозернистых, относительно глубоководных (хемогенных, шламовых и мелкофораминиферовых) и известняков грубых, мелководных (обломочных, органогенных, мелкокомковатых и сгустковых). Все эти породы обладают светлыми, иногда снежно-белыми тонами. По окраинам синеклизы грубых пород особенно много, в направлении же к центральным частям они имеют отчетливую тенденцию замещаться более тонкими разностями. Весьма характерная толща очень мелководных органогенно-обломочных известняков с фораминиферами и кораллами (фораминиферово-коралловая толща) развита в основании горизонта; в пределах ее нередко наблюдаются следы небольших подводных размывов, местами присутствуют прослои известняковых песчаников и гравелитов с

гальками. В более высоких частях горизонта также встречаются прослои и пачки грубых осадков, но такой мощности и постоянства, как в основании разреза, они все же не достигают. Тонкозернистые известняки иногда бывают сильно доломитизированы. Терригенные отложения в виде небольших пачек, состоящих из переслаивания зеленоватых мергелей и органогенных известняков, развиты в средней и верхней частях горизонта, причем верхняя мергелистая пачка особенно выдержана, и ее местное отсутствие объясняется обычно последующим размывом.

Мощность мячковских отложений в западной части синеклизы изменяется от 10 до 40 м, а в восточной достигает 80—90 м.

На востоке платформы мячковские отложения представлены в основном карбонатными породами: известняками и доломитами, нередко имеющими более темную окраску, чем на западе (светло-серую и буроватую). Известняки здесь также характеризуются различной структурой и среди них присутствуют разнообразные мелководные разности; в одних разрезах такие породы весьма обильны, в других их сравнительно мало. Доломиты сходны с подольскими. В некоторых разрезах, главным образом в Нижнем Поволжье, в районе Самарской Луки и на западе Колво-Вишерского края, среди чисто карбонатных пород встречаются небольшие прослои серых глин, глинистых доломитов и мергелей. Местами наблюдаются кремневые конкреции.

Мощность мячковских отложений на юге платформы изменяется в пределах от 100 до 150 м, в центральных ее частях — от 50 до 80 м, в Прикамье 50—85 м, а на севере (в Кельтме) — 40 м.

Б. ВЕРХНИЙ КАРБОН

В соответствии с унифицированной схемой верхнекаменноугольные отложения подразделяются на два яруса: касимовский и гжельский. К первому относятся три фузулинидовые зоны: 1) протритицитовая, 2) зона с *Triticites montiparus* и 3) зона с *Triticites arcticus* и *T. acutus*. Гжельский ярус включает: 1) зону с *Triticites stuckenbergi*, 2) зону с *T. jigulensis* и 3) псевдофузулиновый горизонт.

Ввиду того, что в настоящей работе мы придерживаемся унифицированной схемы, ниже дается характеристика двух указанных ярусов в принятом объеме. Однако следует указать, что по материалам других районов, например Урала, где соответствующие отложения представлены очень полно и охарактеризованы не только фузулинидами и брахиоподами, но и цефалоподами, верхний карбон подразделяется на два яруса иного объема: жигулевский, отвечающий на платформе касимовскому ярусу и двум нижним зонам гжельского, и оренбургский, занимающий более высокое положение (Руженцев, 1950). Выделение оренбургского яруса не вызывает сомнений. Дальнейшие исследования покажут, следует ли касимовским и собственно гжельским отложениям придавать значение самостоятельных ярусов или подъярусов, т. е. выделять в верхнем карбоне два или три яруса.

Касимовский ярус на большей части платформы образован карбонатными породами и только на западе Московской синеклизы и в Нижнем Поволжье в его составе заметную роль играют глинистые осадки.

На западе Московской синеклизы касимовские отложения залегают с небольшим размывом на мячковских. Касимовские отложения представлены чередованием светлых карбонатных пачек и пачек красноцветных глинистых или карбонатно-глинистых пород, нередко с зелеными прослойками и пятнами. Карбонатные пачки образованы доломитами и известняками, иногда доломитизированными. Известняки так же разнообразны, как и в среднем карбоне; среди них наблюдаются и тонкозернистые и весьма грубые разности. Особенно грубые, обломочные и органогенные известняки развиты в низах разреза, где широко распространены тонкие прослои известняковых конгломератов и гравелитов (обычно два слоя), и в его верхней половине (яузская толща), где много мелкокомковатых, сгустковых, крупнодетритовых, фузулинидовых известняков и раковинных песчаников. В остальных карбонатных пачках преобладают тонкозернистые и мелкодетритовые породы, хотя встречаются и более грубые, часто обогащенные фузулинидами. Доломиты в касимовском ярусе обычно светлые или желтоватые, тонкозернистые, иногда сильно пористые, с реликтами органогенной структуры (доломиты замещения).

Глинистые пачки, чередующиеся с карбонатными, имеют в различных частях разреза и в различных местах не одинаковый состав: в одних случаях они образованы почти чистыми глинами, в других — глинистыми и алевритистыми доломитами, в третьих — глинами и мергелями, переслаивающимися с небольшими прослоями детритовых и биоморфно-детритовых известняков. Всего в разрезе касимовского яруса выделяются четыре значительные пачки, обогащенные глиной; из них три нижние менее мощные (от 3,5 до 10 м), чем верхняя, щелковская, иногда достигающая 25 м; вместе с тем нижние глинистые осадки распространены шире, чем щелковские глины. Наибольшее количество глинистых осадков сосредоточено по южной и юго-западной окраинам синеклизы, к центру же они довольно быстро выклиниваются; характерно, что на северо-западе, вблизи Балтийского щита, терригенных отложений сравнительно мало.

Мощность яруса равна 70—90 м.

На юге платформы, в районе Доно-Медведицких поднятий, рассматриваемые отложения представлены светлыми известняками: афанитовыми, тонкозернистыми и более грубыми — органогенно-детритовыми, среди которых в нижней и средней

частях наблюдаются прослои зеленых глин и мергелей. Для всей толщи характерно присутствие непостоянных слоев известняковых брекчий и конгломератов, а также кремнистых конкреций. Местами известняки верхов яруса сильно доломитизированы. В основании разреза прослеживаются глины с гальками из мячковских пород.

Мощность касимовских отложений здесь достигает 45 м, т. е. она значительно меньше, чем на западе. Напомним, что с р е д н и й карбон района Доно-Медведицких поднятий характеризуется наибольшими мощностями по сравнению со всеми другими участками.

На остальной части Русской платформы касимовские отложения представлены карбонатными отложениями, среди которых лишь местами наблюдаются небольшие прослойки глин, мергелей и глинистых известняков. Небольшое обогащение глинистым материалом, главным образом низов разреза, наблюдается как на юге (Сызрань, Булдырь, Туймазы), так и в более северных районах (Вожгалы). Карбонатные породы представлены известняками и доломитами. Первые характеризуются светлой или серой окраской и различной структурой; здесь много как тонкозернистых разностей, так и разнообразных органогенно-детритовых, биоморфных (фузулинидовых, мелкофораминиферовых и водорослевых), сгустковых и обломочных известняков. Во многих разрезах обильны доломиты и доломитизированные известняки, обычно несколько более темные, чем чистые известняки. Доломиты в одних прослоях плотные, в других пористые, с реликтами органогенной структуры; иногда встречаются прослои доломитовых брекчий и других обломочных пород. Попадаются кремневые конкреции.

Мощность касимовских отложений обычно изменяется в пределах от 100 до 190 м, причем наибольшие значения связаны с Волжским прогибом, особенно с его южной частью.

Гжельский ярус, как и касимовский, образован преимущественно карбонатными породами, среди которых лишь местами появляется значительное количество терригенных отложений. Так, на юге Московской синеклизы (Гжель, Ногинский район) в разрезе присутствуют пачки зеленоватых мергелей, переслаивающихся с органогенно-детритовыми известняками. В области Доно-Медведицких поднятий в средней части яруса залегает толща (шляховская), образованная в нижней половине пестрыми — зелеными, серыми и малиновыми — глинами и мергелями с прослойками известняков, а в верхней — слюдистыми песками; мощность шляховской толщи равна 12—20 м. Кроме этих двух районов, небольшие пакеты и слои глин, глинистых и песчаных известняков наблюдаются в низу яруса в Южном Заволжье.

В остальных районах разрезы почти целиком состоят из карбонатных пород, где лишь изредка наблюдаются небольшие прослои, несколько обогащенные глиной. Эти породы представлены светлыми, серыми и буроватыми доломитами и известняками, часто сильно доломитизированными. Доломиты в одних прослоях микро- или тонкозернистые, почти не содержащие скелетных остатков, в других представляют собой полностью доломитизированные фузулинидовые, водорослевые или детритовые известняки; многие доломиты характеризуются высокой пористостью и кавернозностью. Известняки, так же как и доломиты, обладают то органогенной, то микрозернистой структурой. Местами встречаются прослои обломочных известняков и доломитов, причем последние чаще всего относятся к доломитовым брекчиям. Нередки кремневые конкреции. Попадается глауконит.

Мощность гжельского яруса довольно постоянна, изменяясь, как правило, в пределах от 90—100 до 115—125 м и лишь на севере (Кельтма) существенно сокращаясь.

IV. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

А. ИЗВЕСТНЯКИ

Среди известняков можно выделить обломочные, органогенные и хемогенные.

ОБЛОМОЧНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Обломочные известняки состоят из известняковых обломков, сцементированных кальцитом. В зависимости от размера и формы обломков здесь выделяются брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники.

Брекчии

(Табл. III)

Брекчии состоят из неокатанных известняковых кусочков обломочного происхождения. Можно выделить две основные разновидности брекчий: брекчии растрескивания и брекчии взрыхления.

Брекчии растрескивания — белые, светло-серые или буроватые, крепкие, представляющие собой микрозернистый, афанитовый известняк, рассеченный как тонкими, так и довольно широкими (до 1—1,5 см) трещинами на неправильные, иногда остроугольные куски, местами имеющие неровную, изъеденную поверхность. Иногда куски лишь слегка смещены один относительно другого, иногда же беспорядочно сгружены или рассеяны среди цементирующей их массы. Трещины заполнены чаще всего мелко- и среднезернистым кальцитом, реже — строматолитовым известняком (табл. III, *13*) или микрозернистым же карбонатом, но окрашенным несколько темнее обломков (табл. III, *14*) и содержащим иногда небольшую глинистую примесь. Величина обломков различна — от 1—2 до 2—5 см, но встречаются разности, состоящие из более мелких (до 1—2 см) обломков.

Микроскопическое изучение показывает, что обломки состоят из пелитоморфного (< 0,001 мм) кальцита, иногда с незначительным количеством тончайшего органогенного шлама. Трещины, рассекающие известняки, выполнены кристаллами кальцита размером от 0,02 до 1 мм, причем чем шире трещина, тем крупнее кристаллы. Толщина трещин — от 0,2 мм до нескольких миллиметров. Они пересекают породу в самых разнообразных направлениях, часто изгибаются и раздваиваются. В широких трещинах, заполненных крупными прозрачными кристаллами, наблюдаются мелкие (0,1—0,5) неправильные участки пелитоморфного кальцита с извилистыми, расплывчатыми контурами (табл. III, *17*). Такие участки свидетельствуют о растворении тонкого материала и о замещении его крупнозернистым при вторичной перекристаллизации породы. В других образцах более широкие трещины заполнены мелкосгустково-строматолитовым известняком (табл. III, *16*). Наконец, встречаются породы, где трещины очень тонки и кусочки известняка плотно прилегают один к другому. Местами в породе присутствует пирит, приуроченный главным образом к пелитоморфным участкам, но попадающийся и среди крупнозернистого кальцита. Изредка наблюдается окремнение породы, идущее по тонким трещинам.

Брекчии залегают в виде линзовидных прослоев среди мелководных известняков: оолитовых, сгустково-водорослевых, органогенно-обломочных или копрогенных, а также бывают связаны со слоями однородной микрозернистой породы, представляя собой ее верхнюю часть, подвергшуюся растрескиванию на глубину до 30—40 см. Книзу количество и размеры трещин уменьшаются и брекчия постепенно сливается с микрозернистой породой. Верхняя поверхность такой брекчии неровная, с выступами и впадинами; последние возникли от выноса части обломочного материала. На выступах верхняя поверхность обломков обычно сглаженная, хорошо омытая водой. Характерно, что на подобных брекчиях почти

повсюду селились водоросли, местами проникавшие глубоко в трещины (табл. III, *13*). Корки, образованные этими водорослями, предохраняли брекчию от последующего размыва, спаивая отдельные куски породы и покрывая разрушенный слой сплошным твердым чехлом. На продолжении таких брекчий обычно появляются прослои известняковых конгломератов.

Общий облик породы и условия ее залегания указывают на то, что она возникла от растрескивания однородного, не вполне затвердевшего известкового осадка, во время осушения отмелого участка. Позднее, при затоплении такого участка, в трещинах выкристаллизовался кальцит, и еще позднее,— вероятно при диагенезе,— произошла его перекристаллизация, захватившая также часть пелитоморфного карбоната. Таким образом, первично брекчиевидная структура здесь определила последующую перекристаллизацию.

Кроме рассмотренных наиболее типичных и часто встречающихся брекчий растрескивания, попадаются брекчии сходного происхождения, но несколько иной структуры, возникшие от растрескивания разнородных слоистых илов. Они состоят из мелких (0,5—0,7 см) неправильных обломков белого микрозернистого известняка, погруженных в массу грубой, органогенно-обломочной породы (табл. III, *15*). Верхняя поверхность слоев таких брекчий неровная и связана с размывом. Книзу брекчии обычно сменяются правильно переслаивающимися грубодетритовыми и микрозернистыми известняками, слои которых имеют толщину от 0,5 до 5 см. Микрозернистые прослои здесь иногда рассечены тонкими вертикальными и наклонными трещинками, местами густо расположенными; при этом возникают отдельные обломки, смещенные один относительно другого и вдавленные в органогенно-детритовую массу. Таким образом, удается проследить переход от правильно наслоенных отложений к брекчии.

Очевидно, эти брекчии, так же как и рассмотренные выше, возникли от растрескивания ила во время кратковременного осушения обмелевшего участка моря, но здесь растрескивался не однородный, а слоистый осадок. Вероятно, микрозернистый материал затвердевал быстрее и при этом растрескивался. Во время затопления куски микрозернистой породы перемешивались с более мягкой, насыщенной водой обломочной массой и образовывали брекчию.

Оба описанных вида брекчии состоят из неперемещенных или незначительно перемещенных обломков. Помимо таких пород, встречаются брекчии с перемещенными обломками; в генетическом отношении они являются переходными породами от типичных брекчий растрескивания к конгломератам. В одних случаях обломки имеют однородный (или почти однородный) состав, будучи представлены преимущественно афанитовыми известняками, в других же местах они состоят из разнообразных пород: афанитовых, водорослевых, органогенно-обломочных, копрогенных и других известняков. Форма обломков неправильная, угловатая, поверхность обычно неровная, шершавая и только сверху иногда сглаженная. Наблюдается некоторая сортировка материала по величине. В одних случаях цемент довольно обилен, в других он играет незначительную роль. Состав его разнообразен: иногда это известняковый песчаник или органогенно-обломочный известняк, а нередко — микрозернистый карбонат. Местами встречаются тонкие корки строматолитов, обрастающих ряд горизонтально расположенных обломков (табл. III, *18*). Залегают такие брекчии в виде небольших (20—30 см) прослоев и по простиранию часто переходят в более крупнообломочную брекчию растрескивания, от перемыва и переотложения которой они, очевидно, возникли. Перенос материала осуществлялся здесь на небольшом расстоянии, так как обломки почти совершенно не подверглись окатыванию; может быть, иногда они практически отлагались на том же месте, где возникли.

Брекчии взрыхления представляют собой по внешнему облику светлый крепкий пятнистый известняк. Основная масса его образована микро- или тонкозернистым карбонатом кальция с тем или иным количеством мелкого органогенного детрита и шлама. В такой породе беспорядочно расположены многочисленные включения более светлого микрозернистого известняка, имеющие на изломе породы вид пятен (табл. III, *19*). Размеры включений изменяются от долей сантиметра до 3—4 см. Форма их неправильная, контуры неровные, местами сильно извилистые. Нередко наблюдается сходство очертаний у обращенных друг к другу сторон двух различных включений, вследствие чего создается впечатление, что последние являются обломками одного более крупного куска. Как внутри пятен, так и в разделяющей их массе иногда наблюдается флюидальная текстура, указывающая на некоторую текучесть осадка во время образования слоя. Об этом же свидетельствует дугообразная изогнутость некоторых включений. Нередко в породе присутствуют тонкие корочки водорослей — строматолитов. Встречаются такие брекчии редко и образуют небольшие ($< 0{,}5$ м) прослои. Форма обломков и наличие в них флюидальной текстуры говорят о том, что материал, из которого они возникли, был еще не вполне затверделым, достаточно пластичным, однако он не был рыхлым, а куски его не могли потерять форму и смешаться с однородной массой включающего их ила. Очевидно, рассматриваемая порода произошла от перемешивания илов, из которых один уже несколько затвердел, а другой был более мягким. Вероятно, она возникла в условиях, близких к тем, какие, по предположению М. С. Швецова и Л. М. Бириной (1935), существовали при образовании окских

пятнистых известняков. По-видимому, во время обмеления вóлны периодически глубоко взрыхляли донный ил, причем нижние слои его, несколько затверделые, были разбиты на куски, которые перемешивались с еще полужидкой верхней частью осадка, образуя своеобразную брекчию. Возможно, что в некоторых случаях такое перемешивание двух осадков различной консистенции могло осуществиться и без воздействия волн, а в результате деятельности роющих животных.

Конгломераты и гравелиты

(Табл. IV)

Известняковые конгломераты и гравелиты состоят из известнякового гравия и галек, сцементированных известняковым же материалом. К гравелитам принадлежат породы с размером обломков < 1 см, а к конгломератам — с размером > 1 см. Так как эти два типа пород весьма сходны, мы будем их рассматривать вместе.

Для обоих типов пород характерна весьма слабая сортировка материала и они обычно представляют смесь обломков размером от долей сантиметра до нескольких сантиметров (табл. IV, *20—23*). В зависимости от преобладания галек той или иной величины встречаются крупногалечные и мелкогалечные конгломераты. В грубых разностях изредка наблюдаются плоские (15—20 см) валуны до 1—1,5 м в поперечнике из пород подстилающего слоя. Форма крупных галек плоская или овальная, а мелких — чаще всего неправильная, реже округлая. Поверхность галек обычно шероховатая, реже гладкая, причем нижняя сторона крупных галек очень неровная, а верхняя довольно гладкая, хорошо обмытая (табл. IV, *21*).

Состоят обломки преимущественно из светлых и серых известняков: афанитовых, водорослевых, копрогенных и др.; реже встречаются гальки темных, иногда глинистых, пиритизированных известняков, причем они связаны главным образом с мелкой фракцией обломков и особенно распространены в восточных районах. Располагаются обломки беспорядочно. Цемент образован либо известняковым песчаником с примесью органогенного детрита (табл. IV, *25*), либо органогенно-обломочным известняком (табл. IV, *24*), где бóльшая часть раковинного детрита хорошо окатана. В некоторых случаях цемент неравномерно глинистый, тогда в породе много стилолитов (табл. IV, *23*). На поверхности обломков местами наблюдаются обросшие колонии мшанок, кораллов (*Aulopora*), следы сверления, а некоторые гальки покрыты водорослевыми корками (табл. IV, *20*). Залегают конгломераты и гравелиты на неровной, размытой поверхности подстилающих слоев и образуют прослои толщиной от 10 до 60 см.

В некоторых прослоях так много органогенного материала, что порода может быть названа органогенно-обломочным известняком с гальками и гравием.

Конгломераты возникали в моменты сильного обмеления бассейна, когда в нем появлялись многочисленные, иногда обширные острова, в пределах которых разрушались обнажившиеся известняки, превращаясь в известняковую щебенку. Последующее повышение уровня моря приводило к постепенному затоплению островов и к перемыву развитых в их пределах обломков, послуживших материалом для образования конгломератов.

Песчаники

(Табл. V)

Известняковые песчаники состоят из окатанных обломков известняка, размером от 0,1 до 1 мм, сцементированных известняковым цементом.

Среди известняковых песчаников выделяются две разновидности, отличающиеся как по внешнему виду, структуре и условиям залегания, так и по происхождению песчаного материала. К первой разновидности принадлежат морские известняковые песчаники, а ко второй — известняковые песчаники эолового происхождения.

Морские известняковые песчаники — светлые, серые, коричневато- или желтовато-серые, крепкие, зернистые, обычно с мелкими темными известняковыми же зернышками (табл. V, *26*). В грубых разностях рассеяны гравий и мелкая галька известняка и доломита. В некоторых слоях попадаются небольшие (15—20 см) окатанные коралловые колонии. Иногда отчетливо выражена мелкая косая слоистость.

Микроскопическое изучение показывает, что порода состоит из округлых, овальных и неправильных окатанных обломков микрозернистого известняка, нередко содержащего то или иное количество органогенного шлама или мелкого детрита (табл. V, *27, 28*). Величина обломков различная, но преобладает крупный материал (0,5—1 мм), а некоторые разности приближаются к гравелитам. Поверхность песчинок в одних породах преимущественно гладкая, а в других неровная. Кроме обломков известняков, обычно наблюдается значительное количество хорошо окатанного раковинного детрита — криноидного, брахиоподового, фораминиферового, пелециподового, гастроподового и др. Характерно широкое развитие явлений обволакивания и сверления водорослями. Цемент образован мелко-, средне- и крупнокристаллическим кальцитом (0,1—2 мм). Количество цемента обычно невелико (цемент поровый), и песчинки соприкасаются, но в более мелкозернистых разностях цемент хоть и скудный, однако базальный (табл. V, *29*). Терригенная (силикатная) примесь обычно отсутствует. Иногда развивается высокая пористость, связанная с перекристаллизацией и последующим растворением внутренней части многих обломков.

В некоторых прослоях известняковых песчаников появляется значительное количество обломков, окруженных одной, редко двумя оболочками (до 0,05 мм) радиально-лучистого кальцита — начальная стадия образования оолитов (табл. V, *27*).

Рассмотренные породы образуют обычно довольно тонкие (10—20 см) прослои, редко достигающие 1 м, причем они либо залегают выше конгломератов, с которыми связаны постепенным переходом и составляют единый пласт, либо лежат на неровной, размытой поверхности известняка, нередко покрытой тонкой водорослевой коркой.

Структура известняковых песчаников, а также тесная связь их с гравелитами и конгломератами указывает на тот же способ образования. Слагающий их песчаный материал представляет более мелкую фракцию известняковых обломков, выносившуюся далеко от места разрушения коренных пород и отлагавшуюся в более спокойных условиях.

Эоловые известняковые песчаники — белые, некрепкие, зернистые или оолитоподобные, не содержащие остатков фауны, заметных невооруженным глазом. Для породы характерна крупная, резко выраженная наклонная слоистость, сопровождаемая плитчатостью. Местами слоистость однонаправленная, параллельная и довольно крутая (20—25°), а местами разнонаправленная и более пологая.

Состоит порода из мелких (от 0,075 до 0,2—0,5 мм) хорошо окатанных, округлых или овальных песчинок, либо образованных микрозернистым кальцитом (табл. V, *30*), либо являющихся окатанными органогенными фрагментами (табл. V, *31*). Материал исключительно хорошо сортирован. Цемент представлен микро- и тонкозернистым (0,01—0,05 мм) кальцитом, причем он очень скуден, относится либо к цементу пор, либо к цементу обрастания.

Нередко наблюдается вторичное изменение породы, выражающееся в перекристаллизации слагающего обломки микрозернистого кальцита в тонкозернистый кальцит, сходный с тем, что образует цемент, в результате чего иногда можно различить обломок только по темному ободку, сохранившемуся на его периферии (табл. V, *30*). При выветривании породы по перекристаллизованному кальциту развивается пористость. Терригенная силикатная примесь в породе отсутствует (нерастворимый остаток $< 1\%$).

Встречаются такие породы редко, но образуют довольно крупные линзы (мощностью до 10—20 м и протяженностью в несколько сот метров).

Рассмотрение структуры, текстуры и условий залегания этих известняков показывает, что они являются литифицированными известняковыми песками, испытавшими эоловую переработку. Накапливались пески на низменных побережьях и островах, где образовывали невысокие дюны.

ОРГАНОГЕННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. VI—XXIV)

Органогенные известняки представлены органогенно-обломочными, биоморфными, биоморфно-детритовыми, сгустковыми и мелкокомковатыми разностями.

ОРГАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. VI—X)

В группе органогенно-обломочных известняков отчетливо выделяются две подгруппы, одну из которых можно определить, как раковинные известняковые песчаники, а вторую — как органогенно-детритовые известняки. Первые образованы окатанными обломками раковин, сцементированными кальцитом и иногда содержат примесь известняковых песчинок, гравия и галек. В структурном отношении они связаны постепенным переходом с обломочными известняками. К органогенно-детритовым известнякам принадлежат известняки, состоящие более чем на 50% из органических остатков, причем основная часть их (обычно не менее 80%) представлена неокатанным раковинным детритом. В сравнительно небольшом количестве (до 20%) здесь всегда присутствуют цельные или слегка поврежденные раковины.

РАКОВИННЫЕ ИЗВЕСТНЯКОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ

(Табл. VI)

Среди раковинных песчаников можно выделить крупнообломочную разность, где песчинки превышают 0,5 мм, и мелкообломочную, где размер их составляет 0,5 мм.

Крупнозернистые раковинные песчаники (табл. VI, *32—34*) представляют собой светлый или серый, иногда крепкий, а иногда довольно мягкий известняк с неровным, часто мерцающим изломом, состоящий из органогенного детрита. В породе довольно много крупных обломков скелетных частей различных организмов: мшанок, брахиопод, игл морских ежей и т. д. Иногда здесь же рассеяны известняковый гравий и мелкие гальки (табл. VI, *32*).

В шлифах видно, что основной составной частью породы являются крупные (0,5—5 мм), в той или иной степени окатанные обломки скелетных частей морских беспозвоночных. В зависимости от их состава здесь наблюдаются криноидные (табл. VI, *34*) и фузулинидовые (табл. VI, *33*) разности. Первые характеризуются преобладанием члеников криноидей, вместе с которыми присутствуют обломки раковин брахиопод и мшанок; в меньшем количестве обнаружены окатанные раковинки фораминифер и другой детрит. Вторые отличаются преобладанием раковин фузулинид, вместе с которыми иногда много мелких фораминифер (текстулярид и брэдиин), иногда иглоко-

жих, а иногда остатков унгдарелл. В меньшем количестве попадаются другие обломки. Многие остатки иглокожих и унгдарелл сильно гранулированы сверлящими водорослями (табл. VI, *34*). В небольшом количестве присутствуют песчинки известняков той же размерности, что и обломки раковин, а иногда оолиты. Цемент чаще всего образован разнозернистым (0,1—2 мм) кальцитом, причем в некоторых случаях крупные кристаллы включают сразу 2—3 обломка (пойкилитовая цементация). Реже цементирующий материал представлен микрозернистым (0,005—0,01 мм) кальцитом. Текстура обычно беспорядочная. В некоторых образцах наблюдается глауконит, приуроченный к органическим остаткам. В восточных районах местами в таких породах много пирита.

Крупнозернистые раковинные известняковые песчаники встречаются сравнительно редко и образуют небольшие прослои (менее 0,5 м). Структурно они связаны постепенным переходом с известняковыми гравелитами и песчаниками, а также с крупнодетритовыми органогенными известняками.

Мелкозернистые раковинные песчаники (табл. VI, *35—37*) представляют собой светлый или серый, довольно крепкий мелкозернистый известняк, обломочная структура которого без микроскопического изучения не обнаруживается.

В шлифах видно, что порода состоит из хорошо окатанных скелетных остатков, среди которых различаются обломки раковин брахиопод, члеников криноидей, кораллов, водорослей (унгдареллы) и др. (табл. VI, *35—37*). Кроме того, здесь всегда много раковинок мелких фораминифер (табл. VI, *36*), причем часть из них поломана и окатана, а часть, если и повреждена, то слабо. Иногда в значительном количестве присутствуют округлые и овальные комочки из микрозернистого карбоната кальция, которые могут представлять собой либо известняковый песок, либо окатанные и переотложенные копролиты. Размер раковинного детрита и упомянутых комочков одинаков и обычно равен 0,1—0,2 мм. В некоторых образцах наблюдается очень хорошая сортировка материала, а в других она менее совершенная, и в породе наблюдается значительная примесь более крупных (0,3—0,4 мм) фрагментов.

Цемент очень скудный, образованный микро- и тонкозернистым (0,005—0,1 мм) кальцитом. Текстура беспорядочная.

Мелкозернистые раковинные песчаники тесно связаны в структурном отношении с крупнозернистыми и чередуются с ними в разрезах.

Обе эти разновидности представляют собой литифицированные раковинные пески, возникшие в зоне мелкого моря с очень подвижной водной средой. Волны и течения здесь прекрасно окатали раковинный материал, довольно хорошо его отсортировали и удалили из осадка почти весь известковый ил. Последнее обстоятельство обусловило скудость цемента, который развивался в порах между соприкасающимися песчинками. Чаще всего такие осадки, вероятно, возникали на отмелях и островных пляжах, но может быть в некоторых случаях и в полосе течений.

ОРГАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ С НЕОКАТАННЫМ ДЕТРИТОМ

(Табл. VII—X)

В зависимости от размера фрагментов здесь можно выделить четыре типа известняков: несортированные, состоящие из смеси обломков различной величины, крупнодетритовые, в которых резко преобладают обломки крупнее 1 мм, мелкодетритовые, состоящие из обломков размером от 0,1 до 1 мм и микрообломочные, или шламовые, где обломки в основном $< 0{,}1$ мм.

Каждый тип детритового известняка представлен разновидностями, отличающимися составом раковинного материала. Наиболее часто встречающимися остатками являются скелетные части водорослей, фораминифер, кораллов, мшанок, брахиопод и иглокожих, главным образом криноидей; меньшее значение имеют остатки гастропод, пелеципод, остракод, трилобитов, губок и рыб.

Несортированные полидетритовые известняки

(Табл. VII, VIII)

Существенной составной частью (от 50 до 90%) известняков данного типа являются обломки скелетных частей морских беспозвоночных. Размеры обломков различные — от долей миллиметра до 2—3 см и крупнее.

Групповой состав организмов, скелеты которых образуют породу, очень разнообразен, вследствие чего их можно именовать полидетритовыми или смешанно-обломочными. Разнообразный состав обломков в значительной степени определяет несортированность материала по величине: мелкие раковинки примитивных фораминифер образуют существенную часть тонкой фракции детрита, а крупные раковины брахиопод, членики криноидей, иглы морских ежей, мшанки и другие остатки относительно крупных организмов поставляют материал для грубых фракций.

Несмотря на весьма разнообразный состав органогенно-обломочного материала, в нем обычно наблюдается преобладание остатков определенной группы организмов, причем это относится главным образом к крупному детриту. Наиболее часто встречаются полидетритовые известняки с обилием члеников криноидей, раковин брахиопод или фораминифер. Первые две разновидности при полевых работах обычно именуются криноидными или брахиоподовыми. Микроскопическое исследование показывает, что в их составе существенное

значение имеет разнообразный детрит, поэтому их следует определять как криноидно-полидетритовые, брахиоподово-полидетритовые или фораминиферово-полидетритовые. Кроме того, следует отметить, что нередко в том или ином количестве здесь присутствуют крупные, относительно мало поврежденные остатки фауны, придающие определенный облик породе и часто определяющие ее палеонтологическую характеристику. В таких случаях это удобно отмечать и говорить, например, о криноидно-полидетритовых известняках с брахиоподами или фораминиферово-полидетритовых известняках с кораллами.

Обилие тех или иных органических остатков в породе нередко зависит от пятнистого распределения организмов на дне водоема, что, по-видимому, было связано в одних случаях с микрорельефом дна (Иванова, 1949), а в других — со случайным расселением фауны. Вследствие этого на расстоянии нескольких десятков сантиметров иногда можно наблюдать смену одной разновидности детритового известняка другой. Это обстоятельство надо иметь в виду при изучении разрезов, особенно по материалам скважин, и не придавать той или иной разновидности полидетритового известняка определенное фациальное значение, помня, что они могли формироваться в пределах одной фациальной зоны. Ниже кратко рассмотрены четыре основные разновидности несортированных полидетритовых известняков.

Криноидно-полидетритовые известняки с брахиоподами — светлые крепкие слоистые и плитчатые. В них рассеяны разрозненные створки брахиопод, мелкие одиночные кораллы, мшанки, иглы морских ежей и другие крупные, относительно мало поврежденные остатки фауны, причем первые обычно преобладают. Порода на 75—90% состоит из органогенного детрита (табл. VII, *38, 39*). Размер обломков — от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Шламовая фракция (< 0,1 мм) играет незначительную роль и состоит главным образом из неопределимых остатков и очень мелких раковинок фораминифер, иногда с почти исчезнувшей структурой и превратившихся в сгусточки микрозернистого кальцита (табл. VII, *39*). Мелкий детрит представлен всеми своими размерностями — от 0,1 до 1 мм. Состоит он из цельных и поломанных раковинок примитивных фораминифер, обломков скелетных частей иглокожих, брахиопод, мшанок и неопределимых остатков; изредка встречаются створки остракод, иногда довольно многочисленные; спорадически присутствуют остатки водорослей (двинеллы, унгдареллы), трилобитов и т. д. Крупный детрит (> 1 мм) образован главным образом криноидеями, иногда слегка окатанными. Попадаются также обломки раковин брахиопод, мшанок и фузулинид. Последние иногда весьма обильны. Имеют место явления обрастания обломков фораминиферами и мшанками (табл. VII, *39*). Цемент образован мелко-, средне- и крупнокристаллическим кальцитом, причем кристаллы последнего обычно нарастают на остатки криноидей и имеют с ними одну оптическую ориентировку (табл. VII, *39*). На участках, где преобладает мелкий детрит, цемент более мелкозернист. Количество цемента небольшое, и многие обломки соприкасаются. Очевидно, относительно крупно- и неравномерно-зернистое строение цемента обусловлено первичной крупной и неравномерной пористостью осадка, что способствовало свободному росту кристаллов в процессе диагенеза. Текстура породы обычно слоеватая и микрослоистая вследствие горизонтального расположения скелетных остатков и некоторой послойной, хоть и несовершенной сортировки материала по величине. На отдельных участках в связи с жизнедеятельностью роющих животных текстура становится беспорядочной, взрыхленной.

Рассмотренные известняки обычно встречаются в виде небольших пластов (от 5—20 см, редко до 0,5 м), чередующихся с красноватыми, розовыми и зелеными глинами и мергелями, образуя с ними характерные пачки мощностью от 1 до 5 м, выдержанные на больших пространствах и являющиеся хорошими маркирующими горизонтами.

Существенной частью осадка, из которого возникли данные известняки, являются скелеты разнообразных морских беспозвоночных, обычно превращенные в детрит. Таким образом, формирование осадка шло на богато населенном участке дна, причем особенно многочисленны здесь были морские лилии. Характер обломков, среди которых очень редко попадаются окатанные фрагменты, и присутствие вместе с сильно раздробленным материалом тонких цельных скелетов позволяют предполагать, что дробление материала шло главным образом биогенным путем — в результате жизнедеятельности хищников и илоедов. Присутствие в осадке крупных и мелких обломков указывает на местное происхождение детрита; некоторая сортировка материала здесь тем не менее существовала, и была связана с выносом большей части тонкого детрита и известкового ила.

Брахиоподово-полидетритовые известняки — светлые, различной крепости, микрослоистые с большим количеством крупных разрозненных створок брахиопод, иногда ориентированных преимущественно выпуклой стороной кверху (табл. VII, *40*), а иногда разнообразно. В различных прослоях преобладают представители тех или иных родов брахиопод, что придает некоторое своеобразие отдельным разностям данных известняков. Так, известняки с крупными и массивными раковинами хористит имеют более грубый облик, чем известняки, изобилующие тонкими раковинками хонетид. Особенно много неповрежденных раковин наблюдается на верхней поверхности органогенных слоев, там, где он граничит с глинистыми прослоями (табл. VII, *40*),

Микроскопическое изучение показывает, что данные породы, как и рассмотренные выше, состоят из смеси обломков различных размеров и состава (табл. VII, *41* и *42*). Шламовая фракция также образована неопределимыми остатками и мелкими фораминиферами, причем в некоторых случаях она весьма обильна, чего не наблюдалось в криноидно-полидетритовых известняках. Мелкая фракция органических остатков образована как поломанными, так и цельными раковинками примитивных фораминифер, обломками брахиопод, мшанок, иглокожих и неопределимыми остатками; изредка попадаются створки остракод и обломки панцирей трилобитов. Крупный детрит представлен главным образом брахиоподами, вместе с которыми иногда довольно много криноидей или мшанок. Спорадически встречаются фузулиниды. Цемент образован кальцитом, еще более разнозернистым, чем в криноидных известняках. Некоторые участки пород, где много криноидей и других крупных остатков фауны, характеризуются развитием мелко-, средне- и крупнокристаллического кальцита, среди которого сохранились лишь небольшие участки тонкозернистого строения. В других местах, где особенно много створок брахиопод, под ними наблюдаются участки микро- и тонкозернистого кальцита; цемент здесь имеет неправильно-пятнистую структуру (табл. VII, *41*). Очевидно, створки брахиопод предохраняли от выноса некоторую часть микрозернистого карбоната кальция, так же как и часть раковинного шлама. Текстура породы обычно слоеватая от горизонтального расположения плоских раковин и их обломков, но местами беспорядочная вследствие взрыхления осадка роющими животными.

Встречаются брахиоподово-полидетритовые известняки в тех же пачках, что и криноидно-полидетритовые и образовались обе эти разновидности приблизительно в одинаковых условиях.

Фораминиферово-полидетритовые известняки с брахиоподами — светлые, крепкие, мелкозернистые; кроме крупных обломков раковин брахиопод, здесь много мшанок, иглокожих и фораминифер.

Состоят известняки из органогенных обломков различных размеров, однако мелкий детрит здесь заметно преобладает (табл. VIII, *43—44*), вследствие чего порода приближается к другому структурному типу — к мелкодетритовым известнякам. Шламовая фракция здесь играет существенную роль и, как правило, более обильна, чем в рассмотренных выше породах. Мелкий детрит состоит из разнообразных остатков: иглокожих, мшанок, брахиопод и др., но особенно обильны здесь как цельные, так и поломанные раковинки разнообразных фораминифер, среди которых многочисленны текстуляриды, аммодисциды и представители других семейств. Крупный детрит представлен обломками раковин брахиопод, члениками криноидей, мшанками и крупными раковинками брэдиин; спорадически попадаются остатки водорослей унгдарелл, фузулинид, кораллов и трилобитов. Цемент образован микрозернистым (0,003—0,0075 мм) кальцитом, в котором рассеяны отдельные более крупные (0,01—0,05 мм) кристаллы, местами образующие мелкие (0,2—0,5 мм) неправильные агрегаты. Кроме того, на некоторых участках, где наблюдается скопление крупного детрита, цемент образован мелко- и среднезернистым кальцитом (табл. VIII, *43*). Подобное распределение более крупнозернистых участков в основной пелитоморфной массе получило в литературе название пятнистой структуры (Б. В. Залесский и др., 1950). Текстура микрослоистая или беспорядочная.

Рассмотренная порода в структурном отношении связана постепенным переходом, во-первых, с мелкодетритовыми известняками и, во-вторых, с фораминиферовыми известняками из биоморфно-детритовой группы. В одном случае такой переход обусловлен резким сокращением количества крупных остатков фауны, а в другом возрастанием количества неповрежденных раковинок мелких фораминифер.

Встречаются описанные известняки в тех же терригенно-карбонатных пачках, что и криноидно-полидетритовые или брахиоподово-полидетритовые разности, но заметно отличаются от них присутствием большого количества шлама, мелких раковинок фораминифер и значительного количества микрозернистого карбоната кальция. Очевидно, осадкообразование здесь происходило в несколько более глубоких участках моря, куда выносились и где могли спокойно захороняться илистые частицы и самая тонкая фракция раковинного детрита.

Фораминиферово-полидетритовые известняки с кораллами — светлые, грубые, довольно крепкие, переполненные разнообразными органическими остатками (табл. VIII, *45*), среди которых особенно бросаются в глаза колонии кораллов. Они присутствуют как в виде тонких, иногда раздробленных корок, так и в виде шарообразных и неправильных глыб размером до 1—1,5 м. Крупные колонии, как и мелкие, часто бывают опрокинуты, разбиты на куски и сильно размыты сверху. Местами колонии обволакиваются корочками строматолитов. Кроме кораллов, здесь наблюдается обильный криноидный детрит, иглы морских ежей, раковины фузулинид, брахиопод, одиночные кораллы, гастроподы и другие остатки.

Порода, как показывает микроскопическое изучение, почти нацело образована органогенными фрагментами (табл. VIII, *46*). Особенно обильны фораминиферы, которые на некоторых участках преобладают над другими остатками. Представлены они крайне разнообразно: здесь много и мелких прикрепляющихся форм, и текстулярид, и брэдиин, и фузулинид. Наряду с цельными

раковинками много поломанных и в некоторых прослоях — окатанных. Кроме того, обильны членики криноидей, обломки раковин брахиопод, мшанок и кораллов. В меньшем количестве присутствуют остракоды, водоросли-унгдареллы и другие остатки. Часто на крупных раковинах наблюдаются следы прикрепления, обрастания и сверления. Размер фрагментов различный: от 0,2 до 5 мм и больше.

Цемент образован кристаллами кальцита, размером от 0,01 до 1,5 мм. Количество цемента незначительно, и он выполняет пустоты между соприкасающимися раковинами. При выветривании цемент легко растворяется и возникают сильно пористые породы. В некоторых образцах наблюдаются округлые, овальные и неправильные (0,2—1 мм) комочки из микрозернистого кальцита, иногда содержащие внутри органогенный шлам. Часть этих комочков, очевидно, представляет собой известняковый песок, а часть — копролиты.

Терригенная примесь почти отсутствует, и нерастворимый остаток обычно составляет менее 1%, редко достигая 3—4%. Иногда попадается глауконит, выполняющий камеры фораминифер. Текстура обычно беспорядочная, иногда со следами взмучивания или взрыхления, реже — слоеватая вследствие горизонтального расположения плоского детрита.

Нижняя поверхность известняков обычно неровная (табл. VIII, *47*).

Первичная структура органогенно-обломочных известняков, для которой характерно наличие крупных промежутков между фрагментами, способствовала их кальцитизации и возникновению так называемой вторичной скелетной структуры. Вследствие этого многие разности таких пород отличаются высокой плотностью и прочностью, являясь хорошим строительным материалом (Залесский, Степанов и Флоренский, 1950_1 и 1950_2).

Встречаются рассмотренные породы в виде слоев мощностью от 0,5 до 2,5 м, чередующихся с другими грубыми разностями органогенно-обломочных известняков, иногда образуя вместе с ними пачки значительной мощности (до 6 м). Особенно характерны такие породы для низов мячковского горизонта, хотя присутствуют они и в других стратиграфических подразделениях.

Структура и текстура отложений, состав и сохранность присутствующих в них органических остатков, а также характер залегания слоев указывают на то, что условия их образования существенно отличались от тех, какие можно предполагать для других органогенно-детритовых осадков. Несомненно они формировались в значительно более активной водной среде, чем последние. Об этом свидетельствуют как обилие следов прикрепления и сверления животных, так и окатанность некоторых фрагментов и следы подводных размывов. Очевидно, детрит здесь формировался не только биогенным, но и механическим путем. Иначе говоря, здесь можно предполагать наличие отмелей, на которых во время штормов или при падении уровня моря волны производили сильные опустошения, опрокидывая крупные коралловые постройки и взмучивая осадок. Вторым отличием обстановки седиментации является отсутствие связи с континентом: терригенный материал сюда почти совершенно не поступал.

Крупнодетритовые известняки

(Табл. IX, *48*)

Известняки на 75—90% состоят из обломков скелетных частей морских беспозвоночных. Преобладают крупные обломки (> 1 мм), мелкий же детрит присутствует в небольшом количестве (< 20%), а шламовый материал, как правило, вообще отсутствует. Таким образом, при формировании осадка происходила сортировка материала, что сказалось на составе детрита: мелкие раковины были удалены и органогенный материал приобрел более однородный состав.

Крупнодетритовые известняки представлены в основном криноидной разновидностью, которая рассматривается ниже. Исключительно редко попадаются брахиоподовые крупнодетритовые породы, не имеющие самостоятельного значения и представляющие собой участки среди несортированных брахиоподово-полидетритовых известняков. Можно допустить существование крупнодетритовых известняков с разнообразным составом обломков, однако они нам не встречались, так как при резко смешанном составе детрита либо материал отличался слабой сортировкой и порода относилась к группе несортированных, либо существенное значение приобретали цельные раковины и тогда ее квалифицировали как детритово-биоморфную.

Криноидный известняк — светлый, крепкий, плитчатый, со сверкающим изломом; в нем рассеяны крупные органические остатки: створки брахиопод (много), одиночные кораллы, мшанки и др. Состоит он в основном из цельных и обломанных члеников криноидей размером 1—2 мм. Кроме того, здесь присутствуют (в сравнительно небольшом количестве) крупные обломки раковин брахиопод, одиночные кораллы и мшанки. Иногда в незначительном количестве наблюдаются мелкий детрит и раковинки фораминифер.

Цемент образован средне- и крупнокристаллическим кальцитом (0,2—2 мм), нарастающим на криноидеи (табл. IX, *48*) и имеющим с ними одну оптическую ориентировку (цемент регенерации). В некоторых кристаллах структура криноидей почти исчезла. Текстура породы беспорядочная или неясно-слоистая.

Такие породы встречаются, во-первых, в тех же карбонатно-терригенных пачках, что и несор-

тированные криноидно-полидетритовые известняки, и, во-вторых, в виде прослоев и линз среди чисто карбонатных пачек, где они чередуются с мелкодетритовыми и шламовыми разностями. В первом случае они возникали тем же способом, что и несортированные криноидно-полидетритовые известняки, но на более возвышенных участках дна, где лучше осуществлялось отделение тонкой фракции детрита (пассивная сортировка). Во втором случае эти породы, по-видимому, образовывались из материала, выносимого течениями из мест, богато населенных криноидеями, и отложенного в соответствующих, несколько более глубоких, участках (активная сортировка).

Мелкодетритовые известняки

(Табл. IX, *49—52* и табл. X, *53—55*)

Основной (свыше 50%) составной частью мелкодетритовых органогенных известняков является раковинный детрит, представленный преимущественно (до 80%) мелкой фракцией (0,1—1 мм). В зависимости от преобладающей величины обломков здесь различаются более грубые разности, приближающиеся к крупнодетритовым (при величине обломков 0,5 мм), и более мелкообломочные, некоторые из которых трудно отличимы от шламовых. Здесь различаются полидетритовые, криноидно-полидетритовые, брахиоподово-полидетритовые и фораминиферово-полидетритовые разности.

Полидетритовые мелкообломочные известняки — светлые, крепкие, иногда плитчатые. В более грубых разностях попадаются крупные остатки фауны: разрозненные створки брахиопод (главным образом продуктид), мшанки, иглы морских ежей, гастроподы, пелециподы и одиночные кораллы. Эти отложения похожи на крупнообломочные и несортированные полидетритовые известняки, отличаясь, однако, меньшим количеством крупных остатков и несколько иным систематическим составом брахиопод.

Микроскопическое изучение показывает, что здесь можно выделить две разновидности: более грубую, где размер обломков превышает 0,5 мм, и более тонкую, где обломки имеют величину от 0,1 до 0,5 мм.

Первая разновидность (табл. IX, *49*) более чем на 50%, а обычно на 75—90% состоит из органогенного детрита, причем преобладают остатки иглокожих, брахиопод и фораминифер; последние встречаются в виде как обломков, так и цельных раковинок, чаще всего представленных текстуляридами, мелкими фузулинидами (*Ozawainella*, *Pseudostaffella* и др.); попадаются также брэдины. В небольшом количестве присутствуют другие остатки (мшанки, остракоды, пелециподово-гастроподовый детрит и т. д.). Размер фрагментов, как уже указывалось, изменяется от 0,5 до 1 мм. Изредка попадаются отчетливо окатанные обломки.

В одних прослоях цемент образован микрозернистым (0,005 мм и меньше) кальцитом, в котором рассеяны отдельные более крупные (0,01—0,05 мм), неправильные зерна, в значительной степени представляющие собой, по-видимому, тонкоперетертый раковинный шлам. В других прослоях цемент состоит из кристаллов кальцита размером от 0,05 до 1,5 мм, причем крупные кристаллы обычно обрастают членики криноидей. Иногда наблюдается небольшая (меньше 5%) примесь кварцевого алеврита или мелкозернистого песка. Текстура либо слоеватая, что связано с горизонтальным расположением плоского детрита, либо контрузивная от взрыхления осадка роющими животными.

Вторая разновидность (табл. IX, *50*) образована органогенным детритом с обломками размером от 0,1 до 0,5 мм; значительная часть детрита трудно определима. Здесь много плоского детрита, принадлежащего в основном, вероятно, брахиоподам, но частично, может быть, и мшанкам. Обильны обломки иглокожих, как правило, утративших структуру и отличимых лишь по угасанию кристаллов, и мелких фораминифер, многие из которых имеют вид сгусточков. Последнее обстоятельство связано с тем, что, во-первых, вследствие малых размеров раковин наблюдается большое количество поверхностных срезов, во-вторых, многие раковинки разложились и превратились в сгусток микрозернистого карбоната. Цементом является микрозернистый (< 0,01 мм) и тонкозернистый (0,01—0,02 мм) кальцит на участках, где много криноидного детрита, частично перекристаллизованный в более крупные (до 0,5 мм) кристаллы. В некоторых прослоях наблюдается небольшая (менее 5%) примесь алеврита. Текстура микрослоистая.

Обе рассмотренные разновидности мелкодетритовых известняков как в структурном отношении, так и пространственно тесно связаны между собой и без микроскопических исследований обычно не различимы.

Криноидно-полидетритовые известняки внешне не отличимы от рассмотренных выше и связаны с ними в структурном отношении постепенным переходом. Они также представлены двумя разновидностями, различающимися величиной фрагментов.

Известняки первой разновидности (табл. IX, *51*) на 75—90% состоят из органогенного детрита размером от 0,5 до 1 мм; в незначительном количестве здесь наблюдаются обломки меньшей величины (0,01—0,05 мм) и обломки более крупные (до 2—3 мм). В составе детрита резко преобладают остатки иглокожих, всегда превышающие 50% раковинного материала и нередко достигающие 90%. Изредка наблюдается грануляция отдельных обломков, которая вообще не характерна для породы. Кроме иглокожих, присутствуют обломки раковин брахиопод и мелкие фораминиферы;

другие органические остатки попадаются лишь спорадически. Карбонатная неорганогенная часть образована крипто- (< 0,005 мм) и микрозернистым (0,005—0,01 мм) кальцитом с рассеянными более крупными (0,02 мм) и неправильными зернами, по-видимому, представляющими собой мелкий раковинный шлам. В некоторых прослоях, на участках, где наблюдается скопление органогенных фрагментов, цемент состоит из кристаллов кальцита размером до 0,5 мм, обрастающих обломки криноидей. Текстура обычно микрослоистая, и лишь там, где осадок взрыхлялся роющими животными, она беспорядочная или контрузивная.

Известняки второй разновидности (табл. IX, *52*) состоят на 50—80% из органогенного детрита, основная часть которого принадлежит к тонкой фракции мелкого детрита (0,01—0,05 мм); кроме того, здесь всегда наблюдается небольшая смесь неопределимого раковинного шлама, иногда достигающая 20%, но обычно составляющая менее 10% органогенного детрита. Всегда преобладают обломки иглокожих, кроме которых наблюдается плоский детрит, по-видимому, в основном брахиоподовый, и мелкие раковинки фораминифер, чаще всего туберетин. Карбонатная неорганогенная часть представлена крипто- и микрокристаллическим кальцитом. В некоторых прослоях рассеяны алевритовые зерна кварца (< 5%). Текстура микрослоистая.

Брахиоподово - полидетритовые известняки (табл. X, *53*, *54*) — светлые, различной крепости, всегда слоистые и плитчатые. Крупные остатки фауны рассеяны редко, но местами на поверхности плиток много мелких брахиопод, чаще всего хонетид, реже — других мелких продуктид (*Phricodothyris* и *Marginifera*). Порода более чем на 50%, а иногда на 75—80% состоит из раковинного детрита, среди которого особенно много плоского детрита, принадлежащего в основном брахиоподам. Обломки имеют толщину 0,03—0,05 мм, а длину чаще всего 0,3—0,6 мм, хотя встречаются и более крупные (до 1—2 мм). Кроме того, здесь много обломков (0,2—0,3 м) иглокожих и раковинок мелких фораминифер. Спорадически попадаются створки остракод, мшанки, зубы рыб и другие остатки фауны.

В одних прослоях цемент состоит из крипто- и микрокристаллического кальцита с рассеянными более крупными (до 0,015 мм) и неправильными, иногда округленными, зернами, очевидно, представляющими тонко измельченный раковинный шлам; крупные кристаллы здесь попадаются редко, обрастая створки некоторых брахиопод (табл. X, *54*). В других прослоях цемент образован мелко- и среднезернистым кальцитом (0,1—0,5 мм), кристаллы которого обрастают органические остатки, создавая плотную мозаику. В породе почти всегда присутствует незначительная примесь (менее 5%) алеврита. Текстура слоеватая, или контрузивная.

Фораминиферово-полидетритовые известняки (табл. X, *55*) — светлые, тонкозернистые, с шероховатым, марающим изломом, средне- и крупнослоистые. Крупные остатки фауны иногда отсутствуют, а иногда их довольно много и они неравномерно рассеяны в слое. Здесь встречаются брахиоподы, преимущественно продуктиды, мшанки, морские ежи, криноидеи, одиночные и колониальные кораллы, главным образом *Syringopora*, и гастроподы. Остатки фауны имеют, как правило, хорошую сохранность и часто захоронены в прижизненном положении.

Порода обычно на 75—80% состоит из мелкого (0,1—0,5 мм) раковинного детрита, в котором изредка попадаются более крупные (до 1—2 мм) обломки. Преобладают как поломанные, так и малоповрежденные раковинки разнообразных мелких фораминифер, причем многие из них имеют в шлифе вид микрозернистого сгустка с едва заметной внутренней структурой или без таковой (табл. X, *55*). Кроме мелких фораминифер, здесь много криноидного, брахиоподового и неопределимого детрита; спорадически попадаются другие органогенные остатки.

Цемент характеризуется неравномерной зернистостью. Местами он образован крипто- и микрозернистым кальцитом, и тогда раковинки фораминифер, особенно те, что утратили внутреннюю структуру, плохо различимы, а местами представлен более крупными (0,015—2 мм) прозрачными кристаллами, выполняющими полости раковин и нарастающими на обломки иглокожих и брахиопод. В некоторых прослоях имеется незначительная примесь мелкого алеврита. Текстура неясно микрослоистая или беспорядочная. Нередко внутри мелкодетритовой породы видны участки микрозернистого известняка — остатки слоя, уничтоженного роющими животными.

Встречаются мелкодетритовые известняки и среди карбонатно-терригенных пачек и среди чисто карбонатных толщ, где они являются весьма распространенной породой, чередующейся как с крупнодетритовыми, так и с шламовыми известняками, с которыми они и структурно, и в разрезах связаны постепенным переходом.

Очевидно, рассматриваемые отложения формировались в результате выноса органогенно-обломочного материала из отмелых, богато населенных участков моря и накопления его вместе с известковым илом в относительно глубоких местах, во всяком случае ниже иловой линии. Разнообразие состава, наблюдаемое среди мелкодетритовых известняков, зависит, по-видимому, главным образом от населения того участка, с которого сносился материал. Некоторое влияние оказывает также транспортабельность обломков; легкие раковинки фораминифер или плоский брахиоподовый детрит легче переносятся, чем криноидный детрит, который поэтому обогащает более грубые разности мелкодетритовых известняков.

Шламовые известняки

(Табл. X, *56—58*)

Шламовые известняки состоят из раковинного детрита (свыше 50%), преобладающая часть которого имеет размеры < 0,1 мм, и потому не различима простым глазом. По внешнему виду шламовые известняки светлые, часто мелоподобные, марающие, с ровным шероховатым изломом. Крупные остатки фауны в них рассеяны редко, но обычно имеют хорошую сохранность и часто захоронены в прижизненном положении. Здесь попадаются фузулиниды, мшанки, брахиоподы, кораллы и др.

Среди шламовых известняков можно выделить две разновидности: шламовую и микросгустково-шламовую.

Шламовая разновидность (табл. X, *56*, *57*) на 50—80% состоит из тонкоперетертого раковинного детрита, размеры которого изменяются в пределах от 0,025 до 0,1 мм. Бо́льшая часть обломков неопределима и лишь в некоторых, более крупных, можно различить неясную структуру, свойственную иглокожим, брахиоподам или фораминиферам (туберетины). В некоторых прослоях преобладает детрит в виде мелких неправильных прозрачных кристаллов, возможно, в основном представляющих криноидный шлам, а в других основная масса детрита образована плоскими обломочками, вернее всего, принадлежащими брахиоподам, мшанкам, фораминиферам и остракодам. Карбонатная неорганогенная часть состоит из крипто- и микрокристаллического (0,0025—0,01 мм) кальцита, в котором рассеяно большое количество очень мелких кристалликов (0,01—0,025 мм), по форме похожих на мелкий шлам и тоже, вероятно, имеющих органогенно-обломочное происхождение. В некоторых прослоях рассеяны алевритовые зерна кварца. Текстура микрослоистая или беспорядочная.

Между шламовыми и мелкодетритовыми известняками существуют в структурном отношении постепенные переходы, причем выражаются они не только в изменении размеров фрагментов, но и в существовании смешанных пород, содержащих и шлам, и разнообразный мелкий детрит.

Шламово-микросгустковые известняки (табл. X, *58*) состоят из трех компонентов: микроскопических карбонатных сгустков, обычного раковинного шлама и цемента. Сгустки и шлам образуют 75—85% породы, причем, как правило, преобладают сгустки. Они представляют собой округлые и овальные комочки размером 0,05—0,075 мм, реже — 0,1 мм, иногда с четкими, а иногда — с несколько расплывчатыми контурами; образованы эти комочки криптокристаллическим (< 0,0025 мм) кальцитом. Изредка в таких комочках наблюдается округлая полость, заполненная микрозернистым кальцитом или неясные следы камер, не оставляющих сомнений в том, что это раковинки фораминифер. По-видимому, весь мелкосгустковый материал представляет собой разложившиеся очень мелкие фораминиферовые раковинки.

Вторым компонентом является раковинный шлам, аналогичный тому, какой слагает известняки первой разновидности. Цемент образован крипто- и микрозернистым (0,0025—0,01 мм) кальцитом, среди которого местами рассеяны более крупные (0,05—0,15 мм) кристаллы, обрастающие криноидные обломки или заполняющие поры. Изредка попадаются единичные алевритовые зернышки и мельчайшие (0,05 мм) стяжения глауконита. Текстура микрослоистая или слоеватая.

Встречаются шламовые известняки как в виде небольших прослоев (10—30 см) среди некоторых пачек переслаивания известняков с мергелями, так и в виде довольно мощных (0,5—1 м) слоев, которые переслаиваются с мелкообломочными известняками.

Возникали они в относительно глубоких участках моря, где отлагалась самая тонкая фракция органогенного детрита вместе с известковым илом, всегда являющимся существенной частью осадка.

ДЕТРИТОВО-БИОМОРФНЫЕ И БИОМОРФНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XI—XX)

К этой группе принадлежат породы, основной составной частью которых являются цельные или лишь слабо поврежденные остатки тех или иных морских беспозвоночных, а также известковых водорослей. За редким исключением (строматолиты) представители рассматриваемой группы содержат примесь детрита.

Пелециподово-гастроподовые известняки

(Табл. XI, *59,60*)

Рассматриваемые породы представляют собой белые, довольно крепкие тонкозернистые пористые известняки с многочисленными ядрами разнообразных по размеру и составу раковин пелеципод, гастропод и денталиумов, а также отпечатков их раковинного детрита. В небольшом количестве наблюдаются скорлупки фузулинид и обломки раковин брахиопод (продуктид).

В шлифе из такой породы видны остатки пелециподовых и гастроподовых раковин и их обломков, образованных мелкими и крупными (0,1—1,2 мм) кристаллами кальцита, которые при выветривании легко растворяются, вследствие чего возникает своеобразная пористость. Промежутки между раковинами и их ядра выполнены микрозернистым (0,0035—0,01 мм) кальцитом, в котором редко рассеян мелкий (0,1—0,6 мм) раковинный детрит; здесь различимы мелкие

фораминиферы, иглокожие, брахиоподы и остракоды. Кроме того, постоянно в том или ином количестве присутствуют мелкие (0,2—0,3 мм) округлые и овальные комочки криптозернистого карбоната кальция (копролиты). Терригенная примесь отсутствует. Текстура беспорядочная.

Рассмотренные известняки являются довольно редкой породой и обычно встречаются в виде тонких (5—15 см) линзовидных прослоек среди микрозернистых или шламовых известняков. Лишь изредка они слагают более мощные (до 1,5 м) пласты, переходящие по простиранию либо в копрогенные породы, либо в водорослевые биогермы.

Возникали они в спокойных участках о илистым дном, богато населенным пелециподами и гастроподами. Условия залегания и парагенетические связи данных осадков показывают, что они образовывались как в относительно глубоких зонах моря, так и в очень мелководных, но тихих участках.

Фузулинидовые известняки

(Табл. XI, *61—64*, табл. XII, *65—69* и табл. XIII, *70—75*)

Как показывает само название, основной составной частью рассматриваемых известняков являются раковинки фузулинид. При этом в одних прослоях цемент играет незначительную роль, заполняя лишь пространства между соприкасающимися раковинками, а в других он довольно обилен и остатки фузулинид погружены в пелитоморфный карбонат кальция. Кроме чисто фузулинидовых известняков, встречаются породы с примесью других органических остатков, находящихся, однако, в подчиненном количестве.

Ниже рассматриваются наиболее часто встречающиеся разности фузулинидовых известняков.

Сплошной фузулинидовый известняк, или фузулинидовый ракушняк (табл. XI, *61—64*) образован соприкасающимися раковинками фузулинид и является наиболее чистой разностью этого типа пород. Среди таких известняков в отложениях Самарской Луки М. Э. Ноинским были выделены две разности: пористая и плотная.

Пористая, или губчатая, разность (табл. XI, *61*) представляет собой светлый, иногда светло-желтый, некрепкий толстослоистый известняк, состоящий из беспорядочно, иногда вертикально расположенных раковин. Здесь же встречаются цельные и раздробленные остатки крупных одиночных кораллов, почти постоянных спутников фузулинидовых отложений. Кроме того, в них рассеяны раковины пелеципод, гастропод, остатки мшанок, криноидей и иглы морских ежей; изредка наблюдается скопление разнообразных брахиопод.

Основная масса породы образована крупными, как цельными, так и несколько поврежденными, раковинами фузулинид с пустыми камерами. Раковинки соприкасаются (или почти соприкасаются), и пространство между ними заполнено микрозернистым (0,005—0,01 мм) кальцитом, в массе которого иногда наблюдается тонкий раковинный шлам, а иногда много мелких (0,05—0,1 мм) неправильных пор. Терригенная примесь отсутствует, и фузулинидовые известняки принадлежат к одной из наиболее чистых разностей карбонатных пород. Минеральный нерастворимый остаток обычно составляет десятые доли процента, редко достигая 2—3%. Текстура беспорядочная.

Плотная разность фузулинидовых известняков светлая, сероватая или коричневатая, твердая толстослоистая, с тонкошероховатым или раковистым изломом.

Микроскопическое изучение показывает сходное строение с рассмотренными выше пористыми известняками, но как камеры, так и пространство между раковинами здесь заполнены кальцитом. Кальцит местами мелкозернистый (0,1—0,2 мм), а местами крипто- и микрозернистый (0,005—0,01 мм) с рассеянными более крупными (0,02—0,05 мм) кристалликами, возможно, представляющими тонкую фракцию органогенного шлама. Перекристаллизация микрозернистого кальцита в мелкокристаллический протекала неравномерно, так что в одном и том же шлифе в виде пятен выделяются и сильно, и слабо перекристаллизованные участки (табл. XI, *62* и *63*).

Фузулинидовые известняки с обильным цементом (табл. XII, *65—67*) — светлые, крепкие, тонкозернистые и толстослоистые, с шероховатым или раковистым изломом. Порода состоит из цельных и поврежденных, но не раздавленных раковин фузулинид, камеры которых заполнены кальцитом, либо микро- и тонкозернистым (0,005—0,03 мм), во внешних оборотах иногда со значительной примесью криптокристаллического карбоната, либо среднезернистым (0,2—0,5 мм). Кроме того, здесь же наблюдаются раковины, целиком (или почти целиком) замещенные средне- и крупнокристаллическим (до 1—1,5 мм) кальцитом (табл. XII, *66*). При этом характерно, что иногда в таких перекристаллизованных раковинах сохраняются участки криптокристаллического карбоната, связанного не со стенками раковин, а с камерами (табл. XII, *67*). Кроме фузулинид, в породе присутствует небольшое количество брэдиин и текстулярид, а также ядра мелких пелеципод и гастропод.

Цементом является криптокристаллический ($< 0{,}005$ мм) кальцит иногда с тончайшими ветвящимися прожилками из более крупных (0,008—0,01 мм) кристалликов. Обычно в цементе присутствует небольшое количество тонкого раковинного шлама. Терригенный материал отсутствует. Текстура беспорядочная.

Описанные известняки в структурном отношении связаны постепенным переходом с рассмотренными выше породами, более богатыми раковинка-

ми фузулинид, а также с хемогенными тонкозернистыми известняками, в которых фузулиниды рассеяны редко.

Взаимосвязи известняков, состоящих почти из одних фузулинид и тонкозернистых известняков, где последние рассеяны в том или ином количестве, довольно сложны. В разрезах они обычно чередуются, слагая мощные (0,5—2,5 м) и невыдержанные слои. Фузулинидовые ракушняки часто образуют резко очерченные крупные линзы среди тонкозернистой породы, причем от нижней поверхности линз нередко отходят в глубь тонкозернистого известняка ветвящиеся ходы, заполненные фузулинидами. Иногда большое количество таких ходов можно видеть на верхней поверхности тонкозернистого слоя (табл. XII, *68*). В некоторых прослоях ходов становится так много, что тонкозернистый известняк сохраняется лишь в виде небольших участков между многочисленными ходами, заполненными раковинками фузулинид, а иногда и совершенно исчезает. Отдельные ходы в таких случаях уже не заметны и весь прослой или линза образованы беспорядочно расположенными, часто вертикально лежащими раковинками фузулинид. Очевидно, последние представляют собой материал, прошедший через кишечник червей, и являются таким образом копролитовым образованием.

Фузулинидовые известняки с разнообразным органогенным детритом (полидетритово-фузулинидовые) по внешнему виду сходны с двумя первыми разновидностями фузулинидовых известняков и связаны с ними в структурном отношении постепенными переходами.

Основной составной частью породы являются как цельные, так и в той или иной мере поврежденные раковины фузулинид, камеры которых иногда преимущественно полые (пористые разности), а иногда заполнены микро- или мелкозернистым кальцитом (плотные разности). Кроме того, здесь много других органических остатков, по преобладанию которых можно выделить фузулинидовые известняки с разнообразным детритом (табл. XII, *69*), с брахиоподово-мшанковым, с криноидно-брахиоподовым (табл. XIII, *70*) или коралловым. Кроме того, встречаются прослои, где органогенные обломки играют незначительную роль, но в большом количестве присутствуют цельные раковинки фораминифер, главным образом текстулярид, или многочисленные остатки водорослей, преимущественно сифоней (текстуляридово-фузулинидовые и водорослево-фузулинидовые разности) (табл. XIII, *71* и *72*).

Размер органических остатков в одной и той же породе варьирует от шлама и мелкого детрита до весьма крупной величины (несортированный материал), хотя основная масса обломков обычно мельче фузулинидовых раковин. Цемент образован крипто- и микрокристаллическим кальцитом (< 0,005 и до 0.01 мм), в массе которого много соединяющихся между собой участков, сложенных более крупными (0,01—0,05 мм) кристаллами (скелетная структура цемента). На некоторых участках, где много иглокожих и брахиопод, наблюдается бóльшая перекристаллизация цемента (кристаллы до 0,5 мм). Цемент скудный. Порода обычно мелкопористая, причем поры связаны как с пустыми камерами фузулинид, так и с цементом, где они имеют неправильную или округлую форму и размеры до 0,05 мм. Терригенная примесь отсутствует. Текстура либо беспорядочная, либо микрослоистая (слоеватая). Все разности фузулинидовых известняков в структурном отношении тесно связаны между собой, и поэтому иногда трудно решить, к какой разновидности следует отнести ту или иную породу. Кроме того, они обычно встречаются в одних и тех же разрезах, где чередуются и переходят латерально одна в другую.

Залегают фузулинидовые известняки как небольшими (0,2—0,5 м), так и мощными (до 3 м) слоями среди чисто карбонатных толщ. Обычно в разрезах наблюдается чередование фузулинидовых известняков с микрозернистыми и шламовыми. Контакты между ними то неясные — в случае постепенного перехода одного осадка в другой, а то резкие и неровные, обусловленные либо деятельностью роющих животных, либо в некоторых случаях — взрыхлением осадка волнением.

Касаясь фациальной обстановки, можно сказать, что рассматриваемые осадки формировались на обширных, удаленных от берега участках моря с илистыми карбонатными грунтами, местами богато населенными фузулинидами. Глубины были такими, что илистый материал мог спокойно накапливаться; однако с повышенных участков дна волны удаляли тонкий материал, и здесь проходило образование фузулинидовых ракушняков. Отметим, что изредка среди такой обстановки имелись и более отмелые места, где возникали хорошо окатанные фузулинидовые пески. Таким образом, область формирования различных фузулинидовых отложений лежала на грани «иловой линии», ниже которой возникали фузулинидовые известняки с обильным цементом, а выше — фузулинидовые ракушняки или фузулинидовые отложения с примесью других органических остатков.

Криноидно-фузулинидовые известняки (табл. XIII, *73—75*) — светлые или светло-серые, крепкие, плитчатые. В них рассеяны разрозненные створки разнообразных брахиопод, мшанки и иглы морских ежей. Встречаются ходы червей, заполненные зеленоватым или темным мергелем.

В шлифе видно, что порода на 75—90% состоит из остатков фауны, причем обычно несколько преобладают фузулиниды, составляющие 50—70% всех органических остатков. Раковинки фузулинид крупные (до 4 мм в длину) и нередко

несколько поврежденные, с содранными верхними оборотами; отдельные раковинки сильно раздроблены. Вместе с фузулинидами много обломков члеников криноидей (от 15 до 45—50%), имеющих те же размеры, что и фузулинидовые раковины. В небольшом количестве присутствуют остатки брахиопод, еще меньше мшанок, и лишь иногда наблюдаются мелкие фораминиферы и мелкий детрит, задержавшиеся от выноса между крупными раковинами. Цемент бывает образован мелко-, средне- и крупнокристаллическим кальцитом размером 0,1—2 мм (табл. XIII, *74*), а иногда он имеет пятнистую структуру и участками состоит из довольно крупных кристаллов (0,01—1 мм), а участками из микрозернистого кальцита (табл. XIII, *75*). Количество цемента невелико, и обломки раковин нередко соприкасаются. Текстура породы в одних случаях неясно-микрослоистая, а в других беспорядочная.

Пространственно и структурно эти известняки связаны, во-первых, с органогенно-обломочными, в которые они переходят в тех случаях, когда возрастает количество криноидного детрита и раздробленных раковин фузулинид, и, во-вторых, с биоморфными фузулинидовыми известняками, содержащими небольшое количество детрита.

Залегают такие известняки в виде тонких (от 3—5 мм до 20—30 см) линзовидных прослоев среди пачек переслаивания известняков и мергелей или среди известняков с небольшими прослоями последних.

Формировались криноидно-фузулинидовые осадки в участках моря, более близких к континенту, чем рассмотренные выше фузулинидовые отложения,— там, куда, по крайней мере периодически, доносился глинистый материал и где шло образование некоторых разностей органогенно-обломочных известняков.

Мелкофораминиферовые известняки

(Табл. XIV и XV)

Среди органогенных известняков, основной составной частью которых являются раковинки фораминифер, не фузулинид, можно выделить несколько разновидностей, отличающихся прежде всего групповым составом корненожек. Наиболее распространены известняки, в которых преобладают прикрепляющиеся формы: нубекулярии, аммовертеллы, толипаммины и некоторые виды гломоспир. Реже встречаются породы с другим комплексом фораминифер, иногда довольно разнообразным, а иногда представленным главным образом одним каким-либо родом. Все мелкофораминиферовые известняки принадлежат к детритово-биоморфной группе, причем биоморфная часть образована фораминиферами, а детритовая состоит из разнообразных остатков.

Ниже дано описание двух основных типов мелкофораминиферовых известняков.

Фораминиферовые известняки с комплексом прикрепляющихся форм представляют собой белую, реже светло-серую или буроватую, не очень крепкую, мелко- или тонкозернистую, толстослоистую породу, с шероховатым, нередко марающим изломом. Крупными остатками фауны порода бедна, причем чаще других здесь встречаются пелециподы и гастроподы; спорадически попадаются раковины брахиопод, одиночные кораллы, небольшие колонии *Chaetetes* и *Syringopora*.

Здесь можно выделить две разновидности: более тонкую и более грубую, которые и структурно, и пространственно связаны постепенным переходом.

Первая, более тонкозернистая (табл. XIV, *76—81*), по внешнему виду не отличима от шламового известняка. Основной составной частью породы (от 50 до 80%) являются органические остатки, среди которых преобладают (более 50%) раковинки фораминифер. Размер их обычно равен 0,1—0,25 мм; сохранность различная: иногда очень хорошая, а иногда раковинки частично или полностью распались, образовав комочки пелитоморфного карбоната. Створки некоторых раковин образованы псевдохитином. Родовой состав присутствующих фораминифер разнообразен, но бóльшая часть их принадлежит к прикрепляющимся формам; здесь различаются нубекулярии, гломоспиры, толипаммины, аммовертеллы и представители других родов. По преобладанию тех или иных форм иногда различают аммовертеллово-нубекуляриевые, толипамминово-гломоспировые и другие разности. В шлифах часто можно наблюдать обрастание фораминиферами различных скелетных остатков (табл. XIV, *76—79*).

Кроме фораминифер, в том или ином, иногда значительном, количестве (до 50% органогенных остатков) присутствует разнообразный детрит. В некоторых породах особенно много остатков водорослей: сифонниковых (двинеллы, березеллы), и багрянок (унгдареллы и донецеллы), количество которых иногда столь значительно, что породу следует уже именовать фораминиферово-водорослевым известняком (табл. XIV, *79*). В других прослоях детрит разнообразен: наблюдаются криноидеи, мшанки, брахиоподы, фузулиниды, водоросли, остракоды и неопределимый шлам. Некоторые обломки раковин брахиопод и скелетные части иглокожих с периферии гранулированы и обросли темной водорослевой корочкой. Размер детрита обычно приблизительно тот же, что и размер фораминиферовых раковин, но в некоторых прослоях рассеяно значительное количество более крупных (до 1—2 мм) члеников криноидей, обломков раковин брахиопод и фузулинид.

Цемент кальцитовый, тонко- и неравномернозернистый. Кристаллики кальцита, размером 0,01—0,025 мм, окружают неправильной оболочкой остатки раковин, причем иногда кристаллики

имеют вытянутую форму и располагаются длинной осью перпендикулярно к поверхности обломка (крустификационная цементация). Там, где скелетных остатков много, такой кальцит образует плотный цемент (табл. XIV, *81*), но там, где они менее обильны, между крустификационными оболочками остаются неправильные мелкие (0,05—0,2 мм) поры, местами целиком заполненные кристаллами (0,05—0,2 мм) кальцита (табл. XIV, *80*). Неравномерная зернистость цемента усиливается тем, что на многие обломки криноидей и брахиопод наросли относительно крупные кристаллы (0,2—0,5 мм). Таким образом, здесь можно наблюдать одновременно цементацию обрастания (крустификационную), цементацию выполнения пор и цементацию нарастания (регенерация).

Терригенный материал отсутствует. Изредка наблюдается небольшое количество аутигенных зерен кварца (0,1—0,3 мм), приуроченных к порам. Текстура беспорядочная.

Более грубая разновидность фораминиферовых известняков отличается не столько более крупными размерами раковин прикрепляющихся фораминифер, сколько бóльшим количеством и величиной других органических остатков. Последние столь же разнообразны, но среди них чаще встречаются неприкрепляющиеся фораминиферы: брэдиины, текстуляриды и другие и, кроме того, много пелециподово-гастроподового детрита в виде крупных обломков раковин, замещенных мелкозернистым прозрачным кальцитом (табл. XV, *82*). Очень часто с периферии такие обломки оторочены неправильной каймой пелитоморфного карбоната, представляющей собой, по-видимому, результат грануляции и обрастания водорослями арагонитовых раковин, которые позднее были замещены кальцитом. Иногда грануляция протекала настолько сильно, что весь обломок приобрел пелитоморфную структуру. Размер детрита разнообразный — от 0,1—0,2 мм до нескольких миллиметров. Цемент образован разнозернистым кальцитом, кристаллы которого имеют величину от 0,01 до 0,2—1 мм, т. е. он здесь более крупнокристаллический, чем в тонкозернистой разности мелкофораминиферового известняка, хотя характер цементации тот же.

Изредка в основании слоев попадаются известняковые гальки, причем залегают такие слои на неровной поверхности подстилающих пород.

В структурном отношении рассмотренные известняки связаны постепенным переходом с органогенно-обломочными, водорослевыми и сгустковыми известняками. Встречаются они в виде пластов небольшой мощности (0,2—1 м), где наблюдается чередование более грубой и более тонкой разновидностей. В разрезе и пространственно они связаны с тонкозернистыми известняками, а также с копрогенными и гастроподово-пелециподовыми. В толщах, где они распространены, нередко наблюдаются следы многочисленных размывов.

Относительно происхождения мелкофораминиферовых илов, учитывая главным образом их парагенетические связи, можно сказать, что они принадлежали к мелководным участкам моря, часто с довольно подвижной водой. Может быть, последнее обстоятельство и вызвало пышное развитие прикрепляющихся форм, приспособленных к активному гидродинамическому режиму.

Мелкофораминиферовые известняки с комплексом разнообразных форм (табл. XV, *83*) по внешнему облику не отличимы от шламовых или от тонкой разности рассмотренных выше фораминиферовых известняков. Это — светлые или серые тонкозернистые, довольно крепкие, толстослоистые породы с шероховатым изломом.

На 50—70% они состоят из раковинок разнообразных фораминифер, причем прикрепляющиеся формы здесь играют незначительную роль. Обычно преобладают мелкие эндотиры, глобивальвулины и эоштаффеллы. Реже попадаются текстуляриды, озаваинеллы и др. Раковины имеют малые размеры (0,1—0,4 мм). Следует отметить, что иногда они обладают очень плохой сохранностью, как бы полурастворены, внутреннее строение в них выражено очень неясно, и они имеют вид мелких неправильных сгустков или комочков, напоминающих копрогенные образования, за которые иногда могут быть ошибочно приняты. В небольшом количестве присутствует мелкий органогенный детрит, среди которого различаются остатки иглокожих, брахиопод, мшанок, остракод, водорослей и др.

Цемент имеет ту же структуру, что и в описанных выше известняках. Терригенная примесь обычно незаметна, и минеральный нерастворимый остаток не превышает, как правило, 1—2%. Текстура беспорядочная.

Мелкофораминиферовые известняки с комплексом разнообразных форм распространены очень широко. Несравненно реже встречаются известняки, в которых преобладают раковинки какого-нибудь одного рода. Так, известны текстуляридовые известняки с примесью разнообразного органогенного детрита (табл. XV, *84*), известняки с большим содержанием брэдиин (табл. XV, *85* и *86*), на отдельных участках переходящие в брэдииновую разность, и, вероятно, имеются прослои с преобладанием других родов.

Мелкофораминиферовые известняки обычно образуют небольшие (до 20—40 см) прослои, чередующиеся со шламовыми, мелкодетритовыми, фузулинидовыми и двинелловыми известняками. В зависимости от того, с какой породой переслаиваются мелкофораминиферовые известняки, несколько изменяется их состав. В толще микрозернистых и шламовых отложений они имеют наименьшее количество постороннего органогенного материала, представленного тонким шламом. Среди более грубых органогенно-обломочных пород

в них нередко присутствует большое количество разнообразного детрита, и они постепенно переходят в обломочную породу. Там, где мелкофораминиферовые известняки переслаиваются с фузулинидовыми, они содержат редко рассеянные раковины фузулинид, а соответственно в прослоях, чередующихся с двинелловыми, встречается то или иное количество остатков *Dvinella*.

Отлагались фораминиферовые илы в местах, удаленных от берегов, куда уже не поступал терригенный материал, и на глубинах ниже «иловой поверхности», где спокойно оседали и легкие раковинки фораминифер и карбонатный ил. Сами раковины могли вследствие их малого веса выноситься из мелководных участков вместе с раковинным шламом и мелким детритом, но основная их масса, вероятно, обитала приблизительно там, где и была захоронена.

Водорослевые известняки

(Табл. XVI—XIX)

Основной или существенной частью водорослевых известняков являются остатки известковых водорослей. При этом следует отметить, что иногда обизвествленные слоевища хотя и не являются доминирующей частью осадка, но образуют основной костяк породы, определяют ее структурные особенности, и поэтому такая порода должна быть отнесена к водорослевым известнякам.

В зависимости от систематического состава водорослей и условий их захоронения здесь можно выделить несколько разновидностей пород, причем обычно они образованы не только остатками водорослей, но и раковинами различных представителей морской фауны или их детритом. Чисто фитогенными образованиями являются лишь корковые известняки — строматолиты. Особо среди других водорослевых пород выделяются биогермные известняки из остатков водоросли *Ivanovia*. Остальные породы относятся к биоморфно-детритовым, состоящим из смеси малоповрежденных и раздробленных скелетных частей.

Строматолитовые известняки (табл. XVI, *87—91*) — крепкие, с раковистым изломом, коричневатые, тонкополосчатые от чередования светлых и более темных, неправильно-волнистых, раздваивающихся и выклинивающихся корочек. Часто наблюдаются линзочки мелкокомковатого строения. Попадаются прослои, рассеченные тонкими вертикальными трещинами, заполненными прозрачным кальцитом, а на некоторых участках порода превращена в брекчию растрескивания (табл. XVI, *87*).

Микроскопическое изучение показывает, что одни прослойки образованы пелитоморфным (< 0,001 мм) карбонатом кальция, а другие — микро- (0,005—0,01 мм) или тонкозернистым (0,015—0,02 мм) кальцитом (табл. XVI, *88*), причем последний иногда представлен игольчатыми кристаллами, образующими корки натечного типа. Толщина слоечков — от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Среди таких слоечков местами много тонких (0,03—0,1 мм) прожилочек и более крупных (0,1—1,5 мм) неправильных или червячковообразных телец (0,015—0,05 мм) (табл. XVI, *89*, *90*), заполненных прозрачным кальцитом. Располагаются они согласно с общей слоистостью. Мелкокомковатые прослойки и линзочки в одних местах образованы неправильно-округлыми пелитоморфными сгусточками (табл. XVI, *90*) размером от 0,03 до 0,1 мм, а в других — более крупными (до 1 мм) комочками, в некоторых из которых отчетливо заметны концентрические прожилки (табл. XVI, *91*) того же характера, что и в основной массе породы.

Сравнение рассмотренных пород со сходными современными образованиями не оставляет сомнения в том, что эти водорослевые постройки возникли в результате жизнедеятельности синезеленых и зеленых водорослей, отлагавших известь вокруг своих клеток и нитей, следы которых исчезли при фоссилизации.

Такие известняки образуют прослои и корки толщиной от долей сантиметра до 10—15 см. Часто они покрывают поверхности размытых слоев (табл. III, *13*, *18*), обрастают гальки (табл. IV, *20*), коралловые колонии и обломки раковин в грубых органогенно-обломочных известняках. Ввиду того, что строматолиты возникали в очень мелководных условиях, они нередко выводились из-под уровня моря, растрескивались и служили материалом для галек, которые наблюдаются во многих конгломератах.

Биогермные известняки из остатков водоросли *Ivanovia* — светлые, часто желтоватые, массивные, со своеобразной поверхностью выветривания вследствие появления большого количества тонких и плоских извилистых пустот, по которым порода раскалывается на куски с гладкими морщинистыми поверхностями (табл. XVII, *92*). Площадь изолированных участков, имеющих такую поверхность, обычно достигает 25—100 см^2, но встречаются и более мелкие образования, иногда веерообразной формы. Располагаются они различно, часто соприкасаясь. На выветрелых расколах породы иногда заметны тонкие ветвящиеся пластины, от растворения которых и возникают упомянутые выше пустоты.

Микроскопическое исследование позволило установить, что эти тонкие (0,5 мм) листообразные пластины имеют тончайший (0,06 мм) наружный чехол (табл. XVII, *93*), обладающий клеточным строением, хорошо заметным в косых сечениях (табл. XVII, *94*), и принадлежат водорослям, скорее всего сифонеям [1]. Пространство между послед-

[1] Ранее эти водоросли предположительно относились мною к бурым водорослям. Однако В. П. Маслов считает, что строение таллома указывает скорее всего на принадлежность их к сифонеям.

ними заполнено микрозернистым (0,01 мм) кальцитом со значительной примесью тонкого раковинного шлама. Кроме того, здесь иногда много разнообразных мелких фораминифер, а местами обильны сифонниковые водоросли (*Dvinella*, *Beresella*). Терригенная примесь отсутствует (нерастворимый остаток 0,4—0,7%).

Рассматриваемый известняк представляет собой биогерм из водорослевых слоевищ, между которыми оседали тонкий известковый ил и шлам. Крупными остатками фауны порода обычно бедна. Здесь попадаются остатки мшанок, кораллов, брахиопод, гастропод и пелециподов. Такие породы встречаются в подольском горизонте в западной части платформы, образуя слои мощностью от 1 до 5 м.

Хорошая сохранность тонких водорослевых слоевищ, а также хрупких остатков фауны указывает на принадлежность водорослевых биогермов к спокойным относительно глубоководным участкам моря.

Ортонелловые известняки (табл. XVII, *95—97*) — светлые, грубозернистые, обычно довольно крепкие, с многочисленными округлыми и неправильными известняковыми клубочками, размером чаще всего в 2—3 мм, но иногда достигающими 10—15 мм. В одних прослоях такие клубочки переполняют породу (табл. XVII, *96*), а в других они рассеяны более редко или образуют небольшие линзовидные скопления (табл. XVII, *95*). Как правило, в таких известняках довольно много брахиопод, всегда относящихся к роду *Meekella*, а также ядер пелециподов и гастропод. Попадаются гальки (2—3 см) белого микрозернистого известняка, иногда обросшие водорослевыми корками, также нарастающими на раковины брахиопод (табл. XVII, *96*). Часто отчетливо выражена косая слоистость, характеризующаяся очень небольшим вертикальным масштабом косых серий и частой сменой их направлений. Можно сказать, что она обусловлена главным образом линзовидным накатом более грубых частиц.

Упомянутые клубочки представляют собой колонии сине-зеленых водорослей — ортонелл (табл. XVII, *97*). Во многих, особенно самых мелких (0,5 мм), клубочках первичная структура не сохранилась при фоссилизации.

Водорослевые комочки цементируются микрозернистым (0,005—0,01 мм) кальцитом, иногда перекристаллизованным в более крупные (0,025—0,1 мм) кристаллы. В некоторых прослоях перекристаллизация затрагивает часть мелких клубочков, причем местами от них остаются лишь тонкие внешние оболочки, сложенные микрозернистым кальцитом. Иногда в породе присутствует небольшое, а иногда и значительное количество остатков фауны, представленной мелкими прикрепляющимися фораминиферами или разнообразным детритом, часто окатанным.

Ортонелловые известняки встречаются редко и слагают прослои, обычно не превышающие 0,5 м.

Фациальная обстановка формирования рассмотренных отложений представляла собой мелководье с очень подвижной водой.

Двинелловые и березелловые известняки состоят из остатков сифонниковых водорослей — двинелл и березелл, принадлежащих сем. Bereselleae (Маслов и Кулик, 1956) и при плохой сохранности трудно отличимых. Ввиду того, что обе упомянутые разновидности известняков сходны и по микроскопическому строению и по внешнему виду, здесь приводится описание только наиболее распространенных двинелловых известняков.

Внешне двинелловые известняки светлые и светло-серые, различной крепости, толстослоистые, иногда тонкозернистые и почти не отличимые от шламовых известняков, а иногда более грубые вследствие примеси раковинок фузулинид или мелкого органогенного детрита. Из крупных остатков фауны здесь спорадически попадаются брахиоподы (*Meekella*), одиночные кораллы и небольшие колонии хететид; чаще встречаются ядра гастропод.

Можно выделить несколько разностей двинелловых известняков, различающихся главным образом примесью других органических остатков.

Двинелловые известняки с мелкими фораминиферами (табл. XVIII, *98*, *99*) представляют собой наиболее тонкозернистую разность породы данного типа. Основной составной частью их являются трубки сифонниковых водорослей — двинелл, часто с прекрасно сохранившейся структурой. Многие трубки имеют в длину 2—3 мм, но здесь же наблюдаются и короткие их обломки. Располагаются они обычно разнообразно: вертикально, наклонно и горизонтально и в плане имеют различную ориентировку. Здесь же присутствует то небольшое, а местами значительное количество раковинок мелких фораминифер (0,2—0,4 мм), причем в одних случаях много прикрепляющихся форм (табл. XVIII, 99), а в других — мелких глобивальвулин (преобладают), текстулярид и брэдиин, часто поломанных. Раковинки фораминифер располагаются в слоях неравномерно, вследствие чего в шлифах их то больше, то меньше. В значительном количестве встречаются иные органические остатки: донецеллы, унгдареллы и другие багрянки, фузулиниды, мшанки, остракоды, иглокожие и мелкие сгустки пелитоморфного карбоната, либо принадлежащие водорослям, либо представляющие собой распавшиеся раковинки фораминифер. Карбонатная неорганогенная часть образована микро-, тонко- и мелкозернистым кальцитом (0,01—0,25 мм), причем он необилен и выполняет промежутки между неплотно прилегающими один к другому органогенными фрагментами. Терригенная примесь отсутствует. Текстура беспорядочная или слоеватая вследствие горизонтального расположения большинства водорослевых трубочек.

Рассмотренные породы структурно связаны постепенным переходом с мелкофораминиферовыми и сгустковыми известняками, поэтому встречаются разности, которые можно называть двинеллово-фораминиферовыми или двинеллово-сгустковыми.

Двинелловые известняки с фузулинидами (табл. XVIII, *100*) представляют собой породу несколько более грубую, чем описанная выше, особенно в тех случаях, когда фузулинид много. Основная масса известняка здесь также состоит из трубок двинелл, часто образующих почти сплошной «войлок», среди которого то редко рассеяны, то образуют значительные скопления раковины фузулинид и мелких фораминифер. В небольшом количестве попадаются остатки багрянок, кораллов, иглокожих, брахиопод, мшанок и остракод. Цемент образован тонко-, мелко- и среднезернистым (0,05—0,5 мм) кальцитом; иногда сохраняются неправильные участки криптокристаллического (< 0,005 мм) строения. Местами довольно много мелких (до 0,25 мм) сгустков из пелитоморфного карбоната кальция. Иногда порода сильно пористая вследствие того, что камеры фузулинид, каналы в трубках и промежутки между соприкасающимися органическими остатками не заполнены кальцитом. Терригенная примесь отсутствует. Текстура обычно беспорядочная.

Структурно эти известняки связаны постепенным переходом с фузулинидовыми известняками, так что в некоторых случаях можно говорить о фузулинидово-двинелловых или двинеллово-фузулинидовых известняках.

Двинелловые известняки встречаются в виде как небольших, так и довольно мощных слоев среди толщ, не содержащих терригенных осадков. Они чередуются с тонкозернистыми шламовыми и мелкофораминиферовыми известняками, от которых внешне часто не отличимы, а также с известняками копрогенными и фузулинидовыми.

Известняки эти, судя по обилию зеленых водорослей, являются мелководными образованиями, однако весь комплекс отложений, с которыми они связаны, указывает на то, что возникли они в участках, удаленных от берегов и относительно глубоких.

Донецелловые известняки светлые и серые, тонкозернистые, по внешнему виду не отличимые от шламовых и двинелловых. Основной составной частью их являются остатки красных водорослей — донецелл, иногда почти нацело слагающих породу (табл. XVIII, *101*). Сохранность их в одних случаях очень хорошая, в других же многие остатки сильно перекристаллизованы и трудно различимы. В небольшом количестве присутствуют другие органические остатки: трубки сифонниковых водорослей, раковинки мелких фораминифер, остракоды, членики криноидей, обычно сильно гранулированные, и неопределимый детрит. Кроме того, иногда довольно много округлых и неправильных сгустков, состоящих из пелитоморфного кальцита и изредка заключающих в себе обломки раковин; скорее всего, эти образования являются результатом жизнедеятельности синезеленых водорослей (табл. XVIII, *102*).

Карбонатная неорганогенная часть образована микрозернистым (0,005—0,01 мм) кальцитом, иногда перекристаллизованным в более крупные (до 0,1 мм) кристаллы. Терригенная примесь отсутствует. Текстура беспорядочная.

Особой разновидностью донецеллового известняка (табл. XVIII, *103*) является порода с большим количеством мелких фораминифер (фораминиферово-донецелловая), среди которых много архидискусов, глобивальвулин, текстулярид, брэдиин, в меньшем количестве попадаются прикрепляющиеся формы. Иногда, кроме того, здесь довольно много мелкого (< 0,5 мм) раковинного детрита и местами обильны разнообразные по величине (0,2 мм — 1,5 мм) и по форме комочки и сгустки криптозернистого (< 0,005 мм) карбоната кальция. Часть из них возникла за счет изменения раковинок фораминифер, а часть, по-видимому, относится к копролитам. Попадаются единичные мелкие (до 0,5 мм) оолиты, иногда сильно измененные грануляцией. Карбонатная неорганогенная часть представлена мелко- и среднезернистым (до 0,5 мм) кальцитом.

Донецелловые известняки, как и двинелловые, довольно трудно отличимы без микроскопических исследований от тонкозернистых известняков, среди которых они развиты, поэтому определение мощности образованных ими слоев затруднительно.

Возникали осадки, обогащенные остатками донецелл, в относительно тиховодных и удаленных от берегов участках моря.

Известняки из водорослей смешанного состава (табл. XIX, *104—106*) — довольно редкая порода. Внешне — это светлый или серый, довольно грубый известняк. В шлифе видно, что порода на 75—90% состоит из органических остатков, бóльшая часть которых (свыше 50%) принадлежит водорослям. Особенно много здесь крупных (0,5—2,0 мм) остатков унгдарелл (табл. XIX, *104*), иногда обломанных и окатанных; изредка можно наблюдать парастание их на различные раковины. Остатки унгдарелл, как правило, сильно гранулированы сверлящими водорослями, причем гранулирование происходило не только по периферии унгдарелловой колонии, но и внутри ее, вследствие чего возникли неправильнослоистые или концентрические корки из унгдарелл и пелитоморфного карбоната, продукта жизнедеятельности сверлящих водорослей — гранулятороов (табл. XIX, *105*). Иногда в породе, помимо унгдарелл, много двинелл и мелких прикрепляющихся фораминифер (табл. XIX, *106*), причем все они нарастают друг на друге, образуя известняк биогермного облика. Иногда здесь же присутствует

значительное количество остатков фауны, представленных как цельными раковинами (мелкие фораминиферы и фузулиниды), так и обломками скелетных частей брахиопод, иглокожих, кораллов и неопределимым детритом. Размеры обломков различны: от 0,1 мм и меньше до 2 мм и больше. Такую породу следует относить к несортированным детритово-биоморфным известнякам. Карбонатная неорганогенная часть образована тонко-, мелко- и среднезернистым кальцитом (0,05—0,5 мм) с отдельными более крупными кристаллами, нарастающими на членики криноидей. Цемент играет в породе незначительную роль. В некоторых случаях попадаются довольно хорошо окатанные обломки (до 1—2 мм) микрозернистого, иногда несколько пиритизированного, известняка. Текстура породы беспорядочная.

При увеличении количества раковинного детрита такая порода переходит в полидетритовый несортированный известняк с обильными водорослями, а при увеличении количества фузулинид порода может быть определена как водорослево-фузулинидовая.

Встречаются такие известняки не часто, образуя небольшие слои среди полидетритовых известняков, развитых как среди карбонатных, так и среди глинисто-карбонатных пачек.

Возникали рассмотренные осадки в весьма мелководных условиях, о чем свидетельствуют отсутствие микрозернистого цемента, обильные следы прирастания и сверления, а также наличие, в некоторых случаях, окатанных известняковых обломков.

СГУСТКОВЫЕ И МЕЛКОКОМКОВАТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XIX—XXIV)

Чем больше изучаются известняки под микроскопом, тем все чаще констатируется широкое распространение среди них сгустковых или мелкокомковатых пород, а также устанавливается заметное разнообразие последних. Можно утверждать, что в образовании известковых сгустков большая роль принадлежит сине-зеленым известьвыделяющим водорослям, а также водорослям сверлящим (грануляторы), которые иногда настолько перерабатывают обломки раковин, что последние превращаются в комочки микрозернистого кальцита. Важное значение имеют илоеды, перерабатывающие местами значительные количества известкового ила в мелкокомковатый осадок. Последний часто подвергается последующему перемыву и переотложению, превращаясь в своеобразный морской известняковый песок, нередко трудно отличимый или даже не отличимый от настоящего обломочного известняка. Кроме того, сгустковые или мелкокомковатые осадки возникают от разложения некоторых раковин на составляющие микрокристаллы, в результате чего раковины утрачивают свою структуру, превращаясь в бесформенные сгустки.

Таким образом, различные причины могут создавать сгустковые осадки, причем не всегда их структура позволяет безоговорочно установить способ возникновения. Обстоятельство усложняется тем, что рассмотренные факторы, обусловливающие появление сгусткового материала, часто действуют в одной и той же фациальной обстановке и иногда накладываются один на другой. Так, водорослевые сгустки или потерявшие структуру раковинки могли пройти через кишечник илоедов и быть, таким образом, не только остатками водорослей или раковинками, но и копролитами. Учитывая известные трудности в установлении генезиса данных пород, мы рассматриваем их вместе, объединяя не по происхождению, а по морфологии. В дальнейшем, при накоплении материала, можно будет увереннее определять условия их образования и относить к той или иной генетической группе.

Ниже рассматриваются основные типы сгустковых и комковатых пород, которые различаются главным образом размерами и формой слагающих фрагментов. В тех случаях, когда преобладают образования неправильной формы с расплывчатыми очертаниями, порода определяется как сгустковая, когда же очертания четки и более правильны, она определяется как комковатая.

Фораминиферово-сгустковые известняки

(Табл. XIX, *107—109* и табл. XX, *110—114*)

Принимая во внимание состав мелких фораминифер, выделяем два основных типа известняков. К первому принадлежат известняки, в которых фораминиферы представлены преимущественно прикрепляющимися формами; эти породы сходны с соответствующими мелкофораминиферовыми известняками (см. стр. 44), отличаясь присутствием многочисленных сгустков микрозернистого карбоната. Ко второму типу относятся известняки с комплексом разнообразных, но не прикрепляющихся фораминифер и содержащие остатки водорослей, пелеципод и гастропод; такие отложения структурно и пространственно связаны постепенным переходом с мелкофораминиферовыми известняками (см. стр. 45).

Известняки первого типа (с комплексом прикрепляющихся фораминифер) внешне сходны с соответствующими фораминиферовыми известняками (см. стр. 44) и без микроскопического исследования не отличимы от них. Главной составной частью породы (70—90%) являются раковинки фораминифер и мелкие комочки или сгусточки пелитоморфного кальцита (табл. XIX, *109*). Соотношение этих двух компонентов меняется,— в одних шлифах несколько преобладают первые, а в других вторые; когда раковинки заметно

доминируют, породу уже следует относить к фораминиферовой.

Фораминиферы здесь представлены разнообразно, но всегда преобладают прикрепляющиеся формы: гломоспиры, нубекулярии, аммовертеллы, толипаммины и др. Размеры раковин — от 0,15 до 0,5 мм. Комочки образованы пелитоморфным (< 0,001 мм) карбонатом кальция; величина их та же, что и величина раковин (0,15—0,5 мм); контуры четкие; форма разнообразная: неправильно-округлая, овальная, плоско-дискоидальная и неправильная, сходная с формой фораминиферовых раковин и их микроколоний. Многие комочки образованы однородной пелитоморфной массой, в других же едва сохранились контуры камер, и в таких случаях отчетливо видно, что комочки представляют собой измененные фораминиферовые раковины (табл. XIX, *107*, *108* и табл. XX, *110*).

Кроме того, в породе присутствует то или иное, обычно небольшое, количество раковинного детрита, размер которого в одних случаях близок к величине фораминифер (0,15—0,5 мм), а в других более крупный (0,5—1 мм и больше). Среди детрита различаются обломки сифонниковых водорослей, реже— багрянок (унгдарелл), пустотки от растворения пелециподово-гастроподового детрита, обломки раковин брахиопод и члеников криноидей; иногда попадаются фузулиниды, разрезы через ядра цельных гастропод и овальные колонии синезеленых водорослей, включающих остатки криноидей. Характерно, что многие обломки раковин брахиопод, членики криноидей и скелеты унгдарелл бывают сильно гранулированы сверлящими водорослями, причем в результате грануляции возникает пелитоморфный кальцит. Вероятно, и превращение фораминифер в сгустки связано с жизнедеятельностью сверлящих (грануляторы) и обволакивающих водорослей. Кроме того, в породе попадаются правильные овальные комочки, размером до 0,5 мм, расположенные группами в виде ходов и представляющие собой копролиты. Не лишено вероятности, что и многие раковинки фораминифер прошли через пищеварительный канал грунтоедов, что также могло способствовать распаду раковин и превращению их в бесструктурные сгустки.

Цемент образован либо микро- (0,01 мм и меньше), либо тонко- (0,01—0,05 мм), либо мелкозернистым (0,1—0,5 мм) кальцитом. Цемент не обильный, иногда базальный, а иногда выполняющий промежутки между соприкасающимися раковинами и сгустками. Там, где цемент базальный, он представляет собой комбинацию крустификационного типа и типа заполнения пустот, причем первый образован более мелкими кристалликами, чем второй (табл. XIX, *107* и табл. XX, *110*). Местами довольно много пор (0,15—0,5 мм и крупнее), связанных как с органическими остатками (пустоты от растворения раковин пелеципод и гастропод, полые камеры фораминифер и т. д.), так и с неполным заполнением некоторых промежутков между крустифицированными фрагментами.

Терригенная примесь, как правило, отсутствует, но изредка встречаются прослои с редкими зернами (0,03—0,05 мм) кварца и полевых шпатов. В восточных районах среди таких пород наблюдаются мелкие (до 0,2 мм) неправильные стяжения пирита.

Текстура беспорядочная.

Рассмотренные породы образуют довольно мощные (0,5—3 м) слои с крупноплитчатой отдельностью.

Известняки второго типа внешне сходны с рассмотренными выше. Иногда в них наблюдаются тонкие линзовидные прослои плотного афанитового известняка, пронизанного ветвящимися полыми ходами (диаметром 1 мм).

Микроскопическое изучение этих известняков показывает, что комплекс фораминифер имеет несколько иной состав, чем в рассмотренной выше породе: прикрепляющихся форм здесь мало, и преобладают раковинки глобивальвулин, эндотир, мелких текстуларид и эоштафелл. Кроме того, в башкирских разностях такого известняка много архидискусов. Сохранность раковин различная (табл. XX, *111*); некоторые из них,— что особенно отчетливо видно у архидискусов,— сильно гранулированы (табл. XX, *113, 114*). Сгустки здесь в отличие от тех, что развиты в известняках первого типа, имеют главным образом округлую и овальную, обычно несколько неправильную форму (табл. XX, *112*); плоские и причудливо очерченные комочки редки. Иначе говоря, контуры сгустков сходны с контурами фораминиферовых раковин. Кроме того, всегда в том или ином, обычно небольшом, количестве присутствуют другие органические остатки: водоросли (сифонниковые и багрянки — главным образом донецеллы), иглокожие, брахиоподы, мшанки, фузулиниды, остракоды и др. В обнажениях иногда заметны участки с большим количеством мелких пелеципод, гастропод и их детрита. Размер обломков обычно несколько крупнее фораминиферовых раковин. В более грубых прослоях попадается окатанный детрит, а также известняковые песчинки (1—1,5 мм) и изредка мелкие (0,2—0,3 мм) оолиты. В некоторых шлифах наблюдаются ходы и участки с довольно крупными (диаметром до 1 мм) овальными копролитами (табл. XX, *115*). Широко развиты грануляция и обволакивание органических остатков тонкими неровными корочками пелитоморфного карбоната — продуктом жизнедеятельности сине-зеленых водорослей.

Цемент обычно тонкозернистый (0,01—0,05 мм) или более крупнозернистый (0,1—0,5 мм), но изредка наблюдаются прослои с микрозернистым цементом (0,005—0,01 мм), и тогда сгустки в нем едва заметны. Количество цемента обычно невелико, и чаще всего он представлен комбинацией кру-

стификационного типа и типа выполнения пор (табл. XX, *112* и *114*).

Терригенная примесь отсутствует.

В породе часто наблюдается повышенная пористость.

Текстура беспорядочная.

Микросгустковые известняки

(Табл. XXI, *116—121*)

Внешне порода представляет светлый или желтовато-серый крепкий тонкозернистый известняк, не отличимый от многих других тонкозернистых известняков.

В шлифе видна масса очень мелких (0,05—0,1 мм) округлых, овальных и не вполне правильных, несколько деформированных сгустков пелитоморфного (< 0,001 мм) карбоната кальция (табл. XXI, *116—119*). Контуры сгустков не очень четкие.

Цементируются сгустки кальцитом, мелчайшие кристаллы которого (0,0035—0,0075 мм) оторочивают сгустки, а несколько более крупные (0,015—0,035 мм) местами выполняют поры между оторочками. Количество цемента незначительно, а на некоторых участках он почти отсутствует, так что сгустки тесно сливаются, образуя сплошную пелитоморфную массу.

Органические остатки в некоторых прослоях содержатся в очень небольшом количестве, в других же прослоях их довольно много. Здесь различаются раковинки фораминифер, среди которых иногда обильны туберетины, «пахисферы» и мелкий, преимущественно неопределимый, детрит; изредка попадаются остатки сифоней, единичные раковины фузулинид, сетки мшанок, мелкие гастроподы или пелециподы.

Терригенная примесь не наблюдалась.

В некоторых, более темных, образцах много рассеянных кристалликов пирита (0,05—0,1 мм).

Текстура беспорядочная. Изредка среди микросгустковой массы видны тонкие (1 мм) прослойки пелитоморфного известняка, рассеченные наклонными и вертикальными ходами, заполненными сгустками; иногда ходов так много, что от слоя сохранились лишь неправильные «галькообразные» включения (табл. XXI, *117*).

Происхождение рассмотренных известняков не вполне ясно. Сгустки могли возникать от распада раковинок мельчайших примитивных фораминифер, причем распад протекал настолько полно, что следы структуры раковин совершенно исчезли; отсутствие цельных или лишь частично измененных раковин того же размера и формы, что и сгустки, не позволяет быть уверенным в подобном предположении. Более вероятно, что здесь мы имеем дело с мельчайшими копролитами очень мелких червей — илоедов. В пользу такого предположения говорит упомянутое взаимоотношение между пелитоморфной и сгустковой породой. Кроме того, в микрозернистом известняке изредка удается обнаружить ходы, заполненные подобным материалом (табл. XXI, *120*).

Иногда в микросгустковой массе наблюдаются более крупные (0,2—0,4 мм) овальные, местами несколько деформированные, комочки с четкими контурами, сотоящие из того же материала, что и мелкие комочки (табл. XXI, *118—121*). В некоторых прослоях их так много, что облик породы существенно меняется, и она может быть уже определена как мелкокомковато-микросгустковая. Обычно комочки рассеяны беспорядочно, но иногда выполняют извилистые ходы в микрозернистой породе, и здесь их копрогенная природа выступает совершенно отчетливо.

Микрокомковатые известняки

(Табл. XXII, *122,133*)

Внешне это светлый или желтовато-серый мелко- или микрозернистый известняк различной крепости, иногда плитчатый, с тонкими глинистыми прослоечками. Порода относительно редкая, и без микроскопического изучения она определена быть не может. Иногда попадаются остатки мелких гастропод и пелеципод.

В шлифах видно, что известняк почти нацело образован мелкими (0,1—0,3 мм) довольно четко очерченными комочками округлой, овальной или несколько неправильной, но всегда округленной формы, состоящими из криптокристаллического (< 0,005 мм) или микрозернистого (< 0,01 мм) кальцита (табл. XXII, *122*). Часто наблюдается перекристаллизация кальцита в более крупные (0,01—0,1 мм) кристаллы, причем она всегда начинается внутри комочка и нередко захватывает его почти целиком; в таких случаях от него сохраняется лишь тонкая внешняя микрозернистая оболочка.

В незначительном количестве присутствуют органогенные остатки (табл. XXII, *123*), представленные раковинками мелких фораминифер, иногда сильно измененных, со слабо выраженной структурой, окатанными обломками члеников криноидей, обрывками оболочек сифоней, пустотами от растворения пелециподово-гастроподового детрита. Размер органических фрагментов обычно близок к размеру комочков, и лишь трубки сифоней и плоский пелециподово-гастроподовый детрит имеет более крупную величину. Внутри комочков изредка попадается мелкий раковинный детрит или шлам.

В одних случаях цемент состоит из микро- и криптокристаллического карбоната кальция, и тогда комочки очень слабо различимы, а в других случаях он образован тонкозернистым (0,01—0,1 мм) кальцитом. Количество цемента незначительно, и он либо представляет собой сочетание типов цемента крустификационного и выполнения пор, либо заполняет пустоты между

соприкасающимися комочками. Известняки с перекристаллизованным цементом и комочками обладают высокой пористостью.

Текстура породы беспорядочная и однородная.

Происхождение ее не вполне ясно. Почти полное отсутствие цемента, хорошая сортировка материала и присутствие, хоть и редких, окатанных раковинных фрагментов вероятней всего свидетельствует об обломочной природе. Иначе говоря, можно думать, что мы имеем дело с мелкозернистым известняковым песчаником. Однако сходство самих комочков с копрогенным материалом не позволяет уверенно определять породу как обычный известняковый песчаник. Весьма вероятно, что здесь мы имеем дело с отсортированными и окатанными копролитами, и в таком случае породу следует называть копролитовым известняковым песчаником.

Мелкокомковатые известняки

(Табл. XXII, *124—127*, табл. XXIII, *128—133* и табл. XXIV, *134—140*)

Мелкокомковатые известняки светлые, иногда желтоватые, обычно некрепкие, крупнослоистые; состоят они из мелких, но отчетливо заметных невооруженным глазом комочков, несколько напоминающих оолиты, за которые без микроскопического изучения могут быть ошибочно приняты.

При выветривании порода становится сильно пористой вследствие появления пустоты внутри комочков. Часто среди мелкокомковатой массы наблюдаются тонкие (1—10 см) прослоечки крепкого афанитового известняка с раковистым изломом. Почти всегда они пронизаны многочисленными вертикальными и наклонными ходами (d = 1—2 см) роющих животных, заполненными мелкокомковатым материалом. Иногда этих ходов так много, что от микрозернистой породы сохраняются лишь отдельные неправильные участки, при первом взгляде похожие на гальки (табл. XXII, *126*).

В пачках мелкокомковатых известняков встречаются неровные, бугристые поверхности, над которыми местами развиты тонкие прослоечки глины или обломочного известняка с гальками. От этих поверхностей часто отходят вниз узкие (d = 1,5—2 см) и длинные (до 1 м), преимущественно вертикальные, ходы-норки, заполненные мелкокомковатым материалом (табл. XXII, *124, 125*). Нередко несколько ходов на глубине сливаются в один; там, где такие ходы развиты, их всегда много, и устья их густо усеивают поверхность слоя.

Остатками фауны мелкокомковатые известняки не богаты. Наиболее распространены в них мелкие пелециподы и гастроподы, представленные как цельными раковинками, так и их детритом; иногда они рассеяны, а иногда образуют линзовидные скопления. Реже встречаются брахиоподы, преимущественно из рода *Meekella;* спорадически попадаются фузулиниды, одиночные кораллы, небольшие колонии *Chaetetes* и другие остатки.

Порода образована мелкими (0,2—0,5, реже 1—2 мм) комочками, состоящими из криптокристаллического (< 0,005 мм) или пелитоморфного (< 0,001 мм) кальцита с неясными прожилками и включениями тонкозернистого (0,05—0,01 мм) карбоната кальция. Иногда значительная часть комочка бывает перекристаллизована в более крупные (0,008—0,05 мм) кристаллы. Внутри некоторых комочков наблюдается плохо сохранившийся мелкий раковинный детрит. Форма комочков преимущественно неправильная (табл. XXIII, *128*), реже — округлая и овальная (табл. XXII, *127*); поверхность неровная. В одних образцах такие комочки нацело (или почти нацело) слагают породу, в других же, кроме того, присутствуют в том или ином (иногда значительном) количестве обломки раковин пелеципод, гастропод, брахиопод, члеников криноидей, мшанок, фораминифер, водорослей (унгдарелл и т. п.). Только единичные органогенные остатки имеют хорошую сохранность, бóльшая же часть их сильно гранулирована (табл. XXIII, *130, 132*) и частично превращена в пелитоморфный кальцит. Кроме грануляции самих обломков, широко развиты явления обрастания органогенных остатков неровными корочками пелитоморфного карбоната, в котором иногда заметны неясно выраженные прожилки из более крупных кристалликов, расположенных концентрически. По-видимому, такие корочки являются продуктом жизнедеятельности сине-зеленых водорослей. Изредка наблюдается обрастание обломков водорослями с отчетливой структурой, причем они развиваются не только по периферии обломков, но и внутри их (табл. XXIII, *131*).Часто обломки раковин бывают изменены и грануляцией, и обволакиванием, превращающими их в неправильные сгустки или комочки. Особенно отчетливо грануляция заметна на таких остатках, как иглокожие, брахиоподы, трилобиты или унгдареллы, скелеты которых обладают относительно крупнокристаллической структурой. Иначе протекает изменение раковин с пелитоморфными стенками (фораминиферы); эти раковины теряют четкость, расплываются и сливаются с карбонатом кальция, выполняющим камеры, в результате чего появляется комочек с едва заметной структурой раковины.

Цемент образован либо микрозернистым (0,005—0,01 мм), либо более крупно- и неравномернозернистым кальцитом. Цемент всегда скудный, причем во втором случае мелкие кристаллики (0,08—0,015 мм) образуют крустификационные оболочки на комочках, а крупные кристаллы (0,25—0,35 мм) заполняют пустоты между ними. Попадаются образцы, где цемент практически отсутствует и комочки плотно соприкасаются, будучи даже несколько вдавлены один в другой. Комочки плохо различимы даже в шлифах, в обнажениях

же такая порода представляет собой афанитовый известняк.

Текстура породы беспорядочная. При выветривании ее развивается высокая пористость, главным образом за счет растворения крупных кристаллов цемента, но иногда также вследствие перекристаллизации и растворения внутренней части комочков и пелециподового детрита.

Очень редко внутри некоторых органических остатков наблюдается глауконит.

Мелкокомковатые известняки образуют пласты мощностью от 0,3—0,5 до 2,5 м, развитые на обширных площадях. В горизонтальном направлении они, с одной стороны, часто замещаются более мелководными известняками второй разновидности, или выпадают из разреза, будучи размытыми, а с другой стороны, на их продолжении появляются более глубоководные отложения: тонкозернистые известняки или водорослевые биогермы.

Происхождение рассмотренных пород не вполне ясно. То, что мелкокомковатый материал выполняет ходы роющих животных (по-видимому, червей), встречающиеся в микрозернистой породе, позволяет считать его копрогенным образованием. Там, где подобных ходов больше и они густо пронизывают слой, от микрозернистого осадка сохраняются лишь небольшие и неправильные включения. При дальнейшем увеличении количества ходов исчезают и эти включения, и вся порода переходит в однородный копрогенный известняк. Здесь уже трудно различить отдельные ходы, однако кое-где среди мелкокомковатой породы они наблюдаются в виде полосок более грубого материала. Таким образом, мелкокомковатые известняки можно считать в основном копролитовыми. Однако изучение структуры комочков показывает, что в образовании их существенное значение имела также жизнедеятельность водорослей, которые исверливали обломки раковин и обрастали их. Очевидно, фациальная обстановка области образования этих осадков характеризовалась широким развитием микроскопических водорослей, жизнедеятельность которых наложила особый отпечаток на облик осадка.

В некоторых случаях грануляция имела большее значение в образовании мелкокомковатого материала, чем жизнедеятельность грунтоедов, которые, вероятно, перерабатывали уже измененный водорослями-грануляторами органогенный детрит. Иначе говоря, происхождение мелкокомковатого осадка более сложное, чем это рисуется при изучении внешнего облика породы. Здесь встречаются разности, где комковатый материал возник от поедания тонкого карбонатного осадка илоедами, и разности, где этот материал был образован жизнедеятельностью водорослей-грануляторов и затем уже перерабатывался грунтоедами.

Некоторые разновидности мелкокомковатых известняков отличаются развитием косой слоистости (табл. XXIII, *133*) и обычно залегают на неровной поверхности подстилающего слоя, выше которого иногда наблюдается скопление небольших известняковых галек.

Такая порода состоит из мелких (0,2—0,3 мм) или более крупных (0,5—1 мм) комочков того же состава, что и описанные выше мелкокомковатые известняки (табл. XXIV, *134, 135*). Здесь, однако, отчетливо выражена сортировка материала по величине, хотя и не вполне совершенная. Форма комочков округлая, овальная и неправильная, но и в последнем случае комочки обычно имеют округленные контуры. Комковатый материал носит отчетливые следы окатывания. Органогенный детрит присутствует в различных количествах, но, как правило, он довольно обилен. Состав его тот же, что и в известняках первой разновидности; широко развиты грануляция раковинного детрита сверлящими организмами и обрастание его сине-зелеными водорослями, однако последнее имеет меньшее значение, чем в описанной выше разновидности. Органические остатки почти всегда хорошо окатаны. В некоторых образцах встречаются крупные (1—2 мм) сгустки и комочки сине-зеленых водорослей. Изредка наблюдается нарастание одной или двух оболочек радиально-лучистого кальцита на обломки и комочки (зачаточные оолиты).

Цемент — тонкозернистый (0,015—0,5 мм) или неравномернозернистый (0,015—0,3 мм), кальцитовый. Тип цементации — крустификационный и выполнения пор.

Терригенная примесь отсутствует, нерастворимый остаток обычно менее 1—1,5%. Часто по цементу развита высокая пористость.

В структурном отношении такие известняки связаны постепенным переходом с раковинными песчаниками и с обычными мелкокомковатыми известняками. С последними они чередуются в разрезе и замещаются ими в горизонтальном направлении.

Очевидно, рассмотренные отложения представляют собой продукт перемыва и переотложения копрогенного материала, и их можно определять как копрогенные известняковые песчаники. Однако наличие в основании такой породы галек позволяет предполагать, что какая-то часть комочков может являться обычным известняковым песком, и следовательно, обломочный материал здесь имеет смешанный состав: настоящий обломочный и копрогенный, не говоря уже об органогенно-обломочном, который устанавливается без труда.

Несколько особой разностью рассмотренных известняков являются породы, имеющие ту же структуру, но отличающиеся тем, что многие, а иногда и бóльшая часть комочков и обломков раковин здесь окружены оболочками радиально-лучистого кальцита (0,01—0,03 мм), состоящими чаще всего из одной, двух или трех концентров (табл. XXIV, *137*). В некоторых образцах оолитовые концентры очень отчетливые и неповрежденные, а в других (что особенно часто наблюдается в башкирских

отложениях восточных районов) на них наросли фораминиферы и водоросли, и они подверглись сильной грануляции (табл. XXIV, *138—140*). Здесь вместе с отчетливыми оолитами можно видеть округлые и овальные комочки микрозернистого кальцита с неясными остатками первичной оолитовой структуры. Некоторые комочки, судя по величине и форме, являются полностью измененными грануляцией оолитами.

Структурно и пространственно такие известняки связаны постепенным переходом с описанными выше мелкокомковатыми известняками второй разновидности, а также с оолитовыми известняками.

Фациальная обстановка отложения различных типов сгустковых и комковатых известняков в общих чертах довольно сходна. Несомненно, все они возникали в области мелководья с широким развитием тонких карбонатных, иногда фораминиферовых илов, богато населенных илоедами, перерабатывавшими основную массу грунта. Такие тонкие осадки могли накапливаться на мелководье только в тиховодных участках, защищенных отмелями и островами от волн открытого моря. В этих затишных участках формировалась основная часть фораминиферово-сгустковых, микросгустковых и микрокомковатых осадков. Что касается мелкокомковатых отложений, то они возникали в еще более мелководных условиях — на отмелях и островных пляжах, часто в приливо-отливной зоне, где волны и течения оказывали существенное влияние на осадки. Здесь были широко развиты косослоистые сортированные литоральные копрогенные пески, на некоторых участках происходил размыв осадков, и организмы приспосабливались к условиям очень подвижной среды (следы сверления и обрастания) или даже к осушениям дна во время отливов (глубокие норы).

ХЕМОГЕННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XXV)

Рассматриваемая группа пород представлена двумя типами: оолитовыми известняками и известняками микрозернистыми.

Оолитовые известняки

(Табл. XXV, *141—145*)

По внешнему виду эти породы представляют собой белый или серый известняк, то крепкий, то некрепкий, пористый. Обычно уже невооруженным глазом видно, что он состоит из мелких, довольно правильных округлых образований, похожих на икринки. Часто наблюдается слоистость, обусловленная переслаиванием то более мелко-, то более крупнозернистой породы. Изредка попадаются опрокинутые колонии хететид размером до 20 см.

Порода состоит из хорошо отсортированных по величине оолитов размером от 0,2 до 0,4 мм. Контуры их преимущественно округлые, овальные или несколько неправильные, реже сильно вытянутые, треугольные или четырехугольные. Форма оолитов определяется в основном формой ядер. Последние образованы комочками из криптокристаллического кальцита, обломками скелетных частей разнообразных морских беспозвоночных и водорослей, а также цельными раковинками мелких фораминифер. Размер ядер колеблется от 0,075 до 0,3 мм. Оболочки имеют толщину от 0,015 до 0,1 мм и состоят из радиально-лучистых кальцитовых фибр, пучки которых разделены криптокристаллическим и пелитоморфным карбонатом кальция, в некоторых оолитах весьма обильным. Оболочки имеют отчетливое, но не резко выраженное концентрическое строение, связанное главным образом с наличием тончайших прерывающихся пленок пелитоморфного карбоната. Радиально-лучистые кальцитовые фибры часто проходят через несколько концентров и достигают поверхности оолита, вследствие чего здесь преобладают не гладкие, а «рябые» оолиты. Количество концентров в одном и том же шлифе изменяется от 1—2 до 5—6. Как правило, диаметр ядра больше толщины оболочки. Кроме оолитов, в небольших количествах присутствуют фрагменты, сходные с теми, что встречаются в оолитовых ядрах, но не окруженные оболочками. К числу таких фрагментов относятся округлые и неправильные комочки криптокристаллического кальцита, размером либо $< 0{,}075$ мм (т. е. меньше минимальной величины ядер), либо крупнее 0,6 мм (т. е. крупнее самых крупных оолитов), а также некоторые скелетные остатки, главным образом плоской формы. Иногда среди последних много перекристаллизованного пелециподово-гастроподового детрита.

Цемент всегда скудный, но в одних прослоях его больше, в других меньше. В первом случае цемент образован либо удлиненными кристаллами кальцита (0,02 мм), крустифицирующими оолиты (табл. XXV, *141*), либо разнозернистым кальцитом, причем более мелкие зерна (0,01—0,02 мм) обрастают оолиты, а крупные (0,1—0,6 мм) заполняют пространства между ними (табл. XXV, *142*). Во втором случае оолиты соприкасаются и пространства между ними либо выполнены микро- и тонкозернистым кальцитом, либо остались пустыми (табл. XXV, *143*). Изредка среди оолитовой породы развиты неправильные участки микрозернистого известняка, похожие на те, что встречались среди мелкокомковатых пород. По-видимому, такие участки возникли в результате жизнедеятельности роющих илоядных животных, перемешивавших осадки различной структуры.

Следует отметить, что нередко оолиты бывают заметно изменены, причем наблюдается двоякое их изменение: во-первых, довольно широко распространена отмечавшаяся ранее грануляция оолитов, во-вторых, часто в них появляются довольно крупные (0,1—0,3 мм) ромбоэдрические и непра-

цельные кристаллы кальцита, иногда почти полностью замещающие отдельные оолиты. Можно наблюдать случаи, когда один такой кристалл захватывает частично два соседних оолита (табл. XXV, *144, 145*).

Терригенная примесь отсутствует. Химические анализы показывают, что, как правило, содержание нерастворимого остатка составляет менее 1%.

Попадаются очень мелкие идиоморфные кристаллы кварца, приуроченные к различным частям оолитов. В структурном отношении такие породы связаны постепенным переходом с некоторыми мелкокомковатыми известняками (см. стр. 53). В разрезах они чередуются как с последними, так и с фораминиферово-сгустковыми известняками, образуя пласты толщиной до 2—3 м.

Как известно, оолиты возникают в мелководных участках теплых морей и озер, где происходит химическая садка $CaCO_3$, сопровождаемая постоянным волновым движением воды у дна.

На современных оолитах установлено, что их оболочки первично слагаются чаще всего ктипеитом или арагонитом и не имеют радиально-лучистой структуры; последняя возникает на очень ранней, часто еще седиментационной, стадии их развития и сопровождается перекристаллизацией неустойчивых разностей карбоната кальция в более стабильный кальцит.

Микрозернистые известняки

(Табл. XXV, *146—148*)

По внешнему виду это белые, светло-серые, желтоватые или реже коричневатые известняки, среди которых различаются: 1) крепкие, плотные разности с гладким и гладко-раковистым, слегка занозистым изломом и 2) менее крепкие породы с оскольчатым, шероховатым, марающим изломом. Остатки фауны попадаются сравнительно редко, но местами образуют тонкие линзовидные прослоечки. Здесь встречаются фузулиниды, ядра мелких пелеципод и гастропод, одиночные кораллы и другие остатки.

Основная масса породы образована крипто- и микрозернистым кальцитом (табл. XXV, *146*), причем наблюдаются разности более тонкие, в которых преобладают кристаллы размером 0,002—0,007 мм и разности, в которых зерна имеют величину 0,007—0,01 мм; и в тех и в других, кроме того, рассеяны более крупные кристаллы (до 0,025 мм). В некоторых породах много мелких (0,01—0,5 мм) пор, то неправильной формы, а то округлых или удлиненных.

Текстура породы беспорядочная.

Многочисленные химические анализы известняков из различных мест неизменно показывают незначительное содержание нерастворимого остатка (0,02—1%, реже больше) и доломита (0,35—4,5%). Таким образом, порода представляет одну из наиболее чистых разностей известняка.

Встречаются они чаще всего в виде довольно мощных пластов (5,0—10 м), где чередуются с не отличимыми от них по внешнему виду шламовыми и водорослевыми известняками, а также известняками фораминиферовыми, фузулинидовыми и мелкодетритовыми. Пачки таких пород характеризуются средней и крупной слоистостью. Кроме того, микрозернистые известняки образуют тонкие (до 20 см) линзовидные прослои среди копрогенных, сгустково-фораминиферовых и оолитовых известняков. Кое-где микрозернистые прослои превращены в брекчию растрескивания, а отдельные обломки ее бывают окатаны и встречаются переотложенными в виде гравия и галек в вышележащей породе.

Кроме рассмотренного основного типа микрозернистых известняков, широко распространены разности, отличающиеся присутствием небольшого количества раковинного шлама или цельных органических остатков. Эти породы в структурном отношении являются переходными к органогенным известнякам.

Микрозернистые известняки с органогенным шламом по внешнему виду не отличимы от описанных выше. В шлифах видно, что основная масса породы имеет сходное с последними строение, но в этих известняках обычно больше зерен размером 0,01—0,05 мм и присутствует раковинный шлам, главная часть которого неопределима (табл. XXV, *147*). В крупной разности шлама наблюдаются обломки скелетных частей иглокожих, брахиопод или мшанок. Попадаются единичные раковинки туберетин. Количество шлама в разных образцах различно и изменяется от единичных обломков в поле зрения до весьма существенных количеств, приближающихся к 50% от всей массы породы.

В некоторых образцах присутствуют единичные зерна обломочного кварца (0,04—0,05 мм) и листочки слюды. Текстура породы иногда беспорядочная, а иногда слоеватая от горизонтальной ориентировки плоского шлама.

Шламово-микрозернистые известняки с мелким детритом и цельными остатками фауны по внешнему виду похожи на рассмотренную ранее породу, отличаясь от нее только тем, что в них заметны рассеянные органогенные фрагменты. Под микроскопом в микрозернистой карбонатной массе, кроме шлама, наблюдаются более крупные обломки и рассеянные цельные раковины мелких фораминифер, фузулинид и сеточки мшанок (табл. XXV, *148*). В структурном отношении такие породы являются переходными от микрозернистых известняков к полидетритовым органогенно-обломочным, фораминиферовым или фузулинидовым.

Обе описанные выше разности встречаются то в виде довольно мощных слоев (0,5—2 м), чередующихся с микрозернистыми известняками, то в виде небольших прослоев (до 0,5 м) в пачках,

образованных переслаиванием мергелей и органогенных известняков. В последнем случае они немного обогащены глинистым материалом и связаны как в отношении состава, так и пространственно с глинистыми известняками.

Структура, состав и условия залегания микрозернистых известняков и их разновидностей позволяют судить о происхождении этих отложений. Микрозернистые известняки, развитые в виде тонких линзовидных прослоев среди грубых известняковых пород, по-видимому, возникли либо в мелких и небольших водоемах на островных и прибрежных отмелях, либо в небольших понижениях рельефа на обширных подводных мелях. Карбонат кальция, слагающий эти осадки, является, вероятно, хемогенным образованием, выпавшим из прогретой морской воды. Отсутствие заметных органогенных остатков и характер залегания слоев позволяют считать, что органогенный и обломочный кальцит здесь, если и присутствует, то в небольшом количестве.

В микрозернистых известняках, слагающих довольно мощные слои и чередующихся со шламовыми и органогенными разностями, карбонат кальция имеет, по-видимому, смешанное происхождение: хемогенное, органогенное и обломочное. В мелком и теплом море, каким был каменноугольный платформенный бассейн, несомненно существовали все необходимые условия для выпадения кальцита из воды. Очевидно, особенно благоприятным местом для его садки была отмелая зона, откуда он по законам механической седиментации затем переносился в более глубокие участки. Кроме того, какая-то часть кальцита возникала от разрушения раковинного материала, причем этот процесс был связан и с механическим перетиранием скелетных частей, и с разложением раковин на составляющие микрокристаллы. Наблюдения показывают, что в породах, обогащенных шламом, много зерен кальцита размером $< 0{,}01$ мм. Возможно, что многие из них представляют собой самую тонкую фракцию раковинного шлама. Таким образом, рассмотренные известняки нельзя безоговорочно относить к группе хемогенных пород, так как основной компонент их — микрозернистый $CaCO_3$ — имеет различное происхождение.

Б. ДОЛОМИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XXVI—XXXI)

В соответствии с принятой классификацией к доломитовым известнякам относятся породы, содержащие $CaMg(CO_3)_2$ в количестве более 5%, но не свыше 50%. Как известно, в данной группе пород, в зависимости от процентного содержания указанной соли, выделяется слабо доломитовая (5—20% доломита) и доломитовая (20—50%) разности. Такое подразделение возможно лишь на основании химических анализов, при обычном же изучении пород в шлифах оно малоприменимо, особенно, когда смешаны очень мелкие кристаллы кальцита и доломита. Поэтому здесь будут рассмотрены доломитовые известняки без подобного подразделения по химическому составу. Так как в карбоне платформы слабо доломитовые и сильно доломитовые разности связаны в структурном отношении постепенными переходами, то такое рассмотрение без выделения в виде особых типов пород с различным содержанием $CaMg(CO_3)_2$ не скажется на характеристике отложений.

Среди доломитовых известняков мы находим почти все те же типы пород, что и среди чистых известняков, однако одни из них представляют собой относительно редко встречающуюся породу, другие же распространены очень широко. Чтобы не повторяться и не слишком загружать работу фактическим материалом, ниже будут рассмотрены лишь наиболее часто встречающиеся доломитовые известняки.

Самыми распространенными являются полидетритовые, фузулинидовые, водорослевые, сгустковые и микрозернистые доломитовые известняки. Значительно реже попадаются обломочные разновидности.

Так как структура всех этих пород была рассмотрена ранее, то ниже мы не будем подробно останавливаться на ее характеристике, обратив основное внимание на доломитовую составляющую, ее структуру и взаимосвязь с главной известковой частью породы.

ОБЛОМОЧНЫЕ ДОЛОМИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XXVI, *149—150*)

В данной группе пород наблюдаются все типы обломочных известняков: брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники.

Доломит развивается преимущественно (но не исключительно) по цементу (табл. XXVI, *149*), что особенно хорошо видно в относительно слабо доломитизированных породах. Доломитовые кристаллы в цементе чаще всего правильно-ромбоэдрические, чистые, размером 0,1—0,2 мм; иногда в них наблюдаются кальцитовые ядра. Степень доломитизации цемента различна, иногда он почти нацело замещен доломитом. В обломках доломит встречается, как правило, в виде ромбоэдров значительно меньшей величины (0,015—0,05 мм), причем доломитизация их протекала в ту же стадию, что и доломитизация цемента. Об этом можно судить на основании того, что доломит как бы проникает в обломок с его периферии (табл. XXVI, *150*) и характер кристаллов в цементе и в обломках одинаков. Так, если в цементе ромбоэдры содержат ядра, то они содержат их и в обломках, а если по цементу развиваются чистые кристаллы, то они же развиваются и в обломках. При сильном изменении слоя многие мелкие обломки целиком

переходят в доломит. Следует отметить, что в некоторых конгломератах и гравелитах попадаются обломки, возникшие от размыва доломитового, обычно микрозернистого, слоя. Они резко отличаются от вторично-доломитизированных фрагментов более тонкой структурой и равномерным доломитовым составом. Вторичные ромбоэдры в таких обломках не возникают.

Рассмотрение доломитовых обломочных известняков показывает, что размер, возникаемых кристаллов зависит от структуры доломитизируемой породы. На более крупнозернистых участках (цемент) появляются ромбоэдры бо́льших размеров, чем на тонкозернистых (обломки). Доломитизация энергичнее протекает в относительно пористой цементирующей массе, чем в плотных обломках. Тем не менее здесь видно, что она возможна не только в слабо уплотненных влажных осадках, но и во вполне литифицированных твердых породах, какими, очевидно, являлись гальки.

ОРГАНОГЕННЫЕ ДОЛОМИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XXVI—XXVIII)

Полидетритовые доломитовые известняки

(Табл. XXV, *151—154*)

В этой группе пород можно выделить две разновидности: более грубую, где цемент играет не значительную роль, и более тонкую, где он обилен.

Известняки крупнодетритовые (табл. XXVI, *151*) — светлые, крепкие, с ровным, часто несколько мерцающим изломом. В них присутствует обычно значительное количество крупных, малоповрежденных остатков различных морских беспозвоночных. По внешнему виду они не отличимы от чистых, недоломитизированных несортированных или крупнодетритовых органогенно-обломочных известняков со смешанным составом органических остатков.

Основной составной частью породы, как и в соответствующих чистых известняках, являются скелетные остатки — поломанные и целые. Цементируются они микро- и тонкозернистым кальцитом, среди которого наблюдаются отдельные крупные кристаллы, обрастающие обломки члеников криноидей. Кроме того, существенной составной частью породы является доломит, представленный ромбоэдрами величиной от 0,015 до 0,1 мм. Внутри многих ромбоэдров наблюдаются ядра, иногда состоящие из криптокристаллического кальцита, а иногда имеющие весьма сложное строение. Такое сложное ядро представляет собой пяти- или шестигранник с несколько сглаженными углами, состоящий из ядра (0,015—0,02 мм) и тонкоконцентрической оболочки шириной около 0,02 мм (табл. XXVI, *152*). Иногда такие ядра имеют очень отчетливую структуру, порой же от них сохранились лишь следы. Доломитовые кристаллы рассеяны как внутри органических остатков, так и в цементе, причем в последнем их обычно больше, и здесь местами они почти нацело замещают микрозернистый кальцит.

Химический состав рассматриваемых пород весьма непостоянен вследствие меняющегося соотношения кальцита и доломита.

Залегают такие породы в тех же условиях, что и недоломитизированные известняки сходной структуры.

Известняки мелкодетритовые и шламовые (табл. XXVI, *153—154*) — светлые, серые или желтоватые, довольно крепкие, сходные с менее грубыми разностями несортированных полидетритовых известняков, или известняков мелкодетритовых и шламовых.

Порода состоит из трех компонентов: раковинного детрита, неорганогенного кальцита и доломита. Состав детрита разнообразен: чаще всего обнаруживаются обломки раковин брахиопод, иглокожих, мшанок и фораминифер. Размер обломков в одних случаях очень мелкий ($< 0{,}1$ мм), в других — более крупный. Неорганогенный кальцит, как правило, представлен криптокристаллической разностью ($< 0{,}005$ мм), но там, где органогенного материала много, он состоит из более крупных кристаллов (0,01—0,05 мм). Третий компонент — доломит — образован правильными ромбоэдрами, в одних породах очень мелкими (0,0075—0,02 или 0,02—0,04 мм), в других — несколько более крупными (0,05—0,1 мм). Иногда внутри многих кристаллов наблюдаются как рассеянные мельчайшие зернышки кальцита, так и округлые неправильные скопления их размером до 0,02 мм. Реже такие кальцитовые включения имеют ромбоэдрическую форму и кристалл приобретает зонарную структуру.

Ромбоэдры доломита обычно распределены довольно равномерно в микрозернистой кальцитовой массе, в то время как внутри органогенных остатков они встречаются редко и в виде единичных зерен. Таким образом, здесь в общем наблюдается неравномерная, выборочная доломитизация, определяемая первичной структурой. Реже встречаются породы, в которых доломитовые ромбоэдры сравнительно редко рассеяны в основной массе кальцита, но полностью замещают многие органические остатки, создавая особенно неоднородную, пятнистую структуру (табл. XXVI, *153*).

Следует отметить, что в более грубых органогенно-детритовых известняках развиваются, как правило, более крупные кристаллы доломита, а в мелкодетритовых разностях с большим количеством криптокристаллического кальцита доломитовые ромбоэдры мельче.

Химический состав рассматриваемых пород весьма непостоянен. Содержание доломита колеблется в пределах от 5—10 до 40—49%, а кальцита — от 50 до 95%. Нерастворимый остаток обычно менее 2,5% и лишь изредка достигает 5%, причем значительная часть его связана с выделениями халцедона в обломках раковин.

Фузулинидовые доломитовые известняки

(Табл. XXVII, *155—160*)

Как было показано ранее, среди фузулинидовых известняков выделяются фузулинидовые ракушняки, фузулинидовые известняки с большим количеством микрозернистого цемента и полидетритово-фузулинидовые известняки. Все эти породы встречены и среди доломитовых известняков. Рассмотрим кратко каждую из них.

Фузулинидовые ракушняки, как и чистые разности, бывают плотными и пористыми, по внешнему виду сходными с недоломитизированными слоями.

Микроскопическое изучение показывает, что известняк состоит из раковин фузулинид, камеры которых бывают то полыми, то заполненными тонкозернистым кальцитом. В редких шлифах они выполнены микрозернистым карбонатом кальция, почти не отличимым от самих раковин (табл. XXVII, *155*). Последние иногда сильно сплющены. Карбонатная неорганогенная часть образована ромбоэдрами доломита, размеры которых в одних случаях более крупные (0,15—0,30 мм), в других — очень мелкие (0,05 мм). Внутри многих ромбоэдров рассеяны мельчайшие (< 0,005 мм) кристаллы кальцита, иногда образующие сгустки (0,0075—0,01 мм). Доломит сосредоточен главным образом в промежутках между раковинами (табл. XXVII, *155, 156*), но так как эти промежутки играют в породе незначительную роль, доломит развивается и по периферии раковин (табл. XXVII, *157*), иногда замещая значительную их часть. Отдельные кристаллы наблюдаются и внутри остатков фузулинид, причем здесь они крупнее и правильнее, чем там, где их много.

Такая выборочная доломитизация обусловливает пятнистую текстуру породы (табл. XXVII, *155*).

Химические анализы показывают незначительное количество нерастворимого остатка (1,5—4,3%), часть которого связана со вторичными выделениями халцедона, и, как правило, высокое содержание доломита (от 25 до 50%).

Фузулинидовые доломитовые известняки с обильным цементом внешне похожи на соответствующие известняки (см. стр. 42), отличаясь только худшей сохранностью раковин и несколько мерцающим изломом, что связано с частичной перекристаллизацией основной карбонатной массы.

В шлифах видно, что порода состоит из трех компонентов: органогенных остатков, неорганогенного кальцита и доломита. Первые представлены преимущественно плохо сохранившимися раковинками фузулинид, количество которых различно в разных образцах, но всегда значительно (табл. XXVII, *158*). Цемент базальный, образованный смесью кальцита и доломита. Кальцит либо криптокристаллический (< 0,005 мм), либо микро- и очень тонкозернистый (0,0075—0,015 мм), а доломит тонкозернистый (0,035—0,075 мм). Более крупнозернистый доломит, часто наблюдающийся в фузулинидовых ракушняках, здесь не встречается. Иногда внутри ромбоэдров наблюдаются неправильные сгустки криптокристаллического карбоната кальция. Количество кальцита и доломита в различных образцах различно: иногда резко преобладает кальцит, среди которого рассеяны отдельные ромбоэдры, а иногда превалирует доломит, в промежутках между кристаллами которого сохранился карбонат кальция. Раковинки фузулинид образованы пелитоморфным кальцитом, а камеры либо представляют собой пустоты, либо заполнены тонкозернистым кальцитом, вместе с которым нередко наблюдаются ромбоэдры доломита.

Химический состав пород характеризуется незначительным содержанием нерастворимого остатка (0,5—2,5%) и весьма непостоянным соотношением доломита и кальцита, причем первый обычно изменяется в пределах от 5—10 до 35%, а второй — от 65 до 90%.

Таким образом, можно отметить, что доломитизация фузулинидовых известняков с обильным микрозернистым цементом несколько отличается от доломитизации фузулинидовых ракушняков. Во-первых, здесь образуются более мелкие доломитовые кристаллы, а во-вторых, процентное содержание доломита обычно несколько ниже.

Полидетритово-фузулинидовые доломитовые известняки (табл. XXVII, *159, 160*) по внешнему виду сходны с рассмотренными выше породами, отличаясь только заметной примесью разнообразного органогенного детрита.

Микроскопическое изучение показывает, что основной составной частью породы являются раковины фузулинид и разнообразный органогенный детрит, среди которого различимы обломки скелетных частей брахиопод, кораллов, иглокожих и мшанок. Сохранность фузулинидовых раковин довольно плохая; иногда они бывают сильно сплющены (табл. XXVII, *160*). Пространство между обломками заполнено тонкозернистым доломитом (0,05—0,075 мм), между ромбоэдрами которого сохранилось небольшое количество криптокристаллического кальцита. Доломитовые ромбоэдры встречаются также внутри органических остатков и иногда с периферии частично их замещают.

Химический состав характеризуется малой величиной нерастворимого остатка (0—3,5%) и весьма изменчивым содержанием $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$. Первый изменяется в пределах от 55 до 90%, а второй — от 10 до 45%. На степень доломитизации здесь оказывает большое влияние количество органических остатков. Там, где их много, количество карбоната кальция повышается, хотя доломитизация самого цемента идет полнее.

Двинелловые доломитовые известняки

(Табл. XXVIII, *161*)

По внешнему виду данные породы сходны с чистыми двинелловыми известняками (см. стр. 47).

отличаясь от них только изломом, который вследствие перекристаллизации цемента приобретает сахаровидный, мерцающий блеск.

Микроскопическое изучение показывает большое сходство с двинелловыми недоломитизированными известняками. Основной составной частью породы здесь также являются остатки обизвествленных слоевищ сифонниковых водорослей — двинелл, вместе с которыми в том или ином количестве присутствуют другие органические остатки, главным образом мелкие прикрепляющиеся фораминиферы или фузулиниды. Карбонатная неорганогенная часть состоит из кальцита и доломита. Первый представлен микро-, тонко и мелкокристаллической разностью, а второй — правильными ромбоэдрами, в одних породах очень мелкими (0,005—0,01 мм), а в других несколько более крупными (0,075—0,25 мм). Последние встречаются там, где кальцитовые кристаллы, слагающие основную массу цемента, тоже относительно крупные.

Приурочен доломит главным образом к цементу; в меньшем количестве встречается он внутри органических остатков; иногда он концентрируется у поверхности водорослевых оболочек. Иначе говоря, как и в других доломитизированных породах, наблюдается неравномерная доломитизация, определяемая первичной структурой осадка.

Химический состав очень изменчив вследствие различных соотношений $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$. Содержание карбоната кальция колеблется в пределах от 50 до 95%, а доломита — соответственно от 50 до 5%. Нерастворимый остаток всегда невелик (1—4,5%).

Сгустковые доломитовые известняки

(Табл. XXVIII, *162—166*)

Как мы видели, сгустковые и мелкокомковатые известняки представлены весьма разнообразно, однако среди доломитовых разностей широко распространены только фораминиферово-сгустковые породы, которые и будут рассмотрены ниже. Остальные разновидности этой группы отложений встречаются редко, и потому останавливаться на их характеристике нет необходимости.

Внешне фораминиферово-сгустковые доломитовые известняки не отличимы от соответствующих недоломитизированных пород (см. стр. 49). Микроструктура их та же, если не считать присутствия доломитовых кристаллов.

Как и в других доломитовых известняках, здесь можно выделить три компонента: 1) крупные фрагменты, представленные раковинками фораминифер, сгустками пелитоморфного карбоната кальция и органогенным детритом; 2) микрозернистый кальцит; 3) доломит. Первый компонент всегда составляет преобладающую часть породы, а соотношение второго и третьего существенно меняется в зависимости от степени доломитизации.

Основная часть породы — сгустки и органогенные остатки в одних случаях имеют очень мелкие размеры (преимущественно $< 0{,}1$ мм), в других — более крупные (0,25—0,5 мм). Цементируются они либо микрозернистым ($< 0{,}01$ мм), либо тонкозернистым (0,01—0,05 мм) кальцитом.

Доломит представлен то очень мелкими (0,02 мм) ромбоэдрами, то несколько более крупными (0,02—0,05 мм), иногда достигающими 0,15—0,25 мм (табл. XXVIII, *164*). Очень мелкие ромбоэдры обычно чистые, а в относительно крупных ромбоэдрах наблюдаются неправильные включения микрозернистого кальцита, иногда довольно обильные. Мельчайшие доломитовые кристаллы располагаются относительно равномерно в цементе породы, однако более крупные, хоть и тяготеют тоже к цементу, но, во-первых, внедряются в периферические части органогенных обломков и сгустков и, во-вторых, развиваются внутри них, изредка даже целиком замещая отдельные фрагменты. Наиболее крупные доломитовые ромбоэдры (0,15—0,25 мм) не связаны так тесно с первичной структурой породы. Они располагаются и в центре, и внутри сгустков или раковин, а местами можно видеть, как один крупный кристалл частично замещает несколько сгустков (табл. XXVIII, *164*, *165*). Кроме того, иногда в сгустковом доломитовом известняке наблюдаются извилистые прожилки, похожие на стилолитовые сутуры, состоящие из ромбоэдров доломита тех же размеров, что и в основной массе породы (табл. XXVIII, *166*).

Содержание доломита в породе различное. Иногда наблюдаются отдельные рассеянные ромбоэдры, а местами они замещают не только весь цемент, но и часть крупных фрагментов.

ХЕМОГЕННЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ДОЛОМИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

(Табл. XXIX—XXX)

К данной группе относятся породы, по химическому составу принадлежащие к доломитовым известнякам, а по генезису представляющие собой либо продукт доломитизации хемогенных известняков, либо продукт сложных химических превращений, связанных как с доломитизацией известняка, так и с последующей кальцитизацией породы в зоне поверхностного выветривания.

По структурным признакам здесь можно выделить несколько типов пород.

Микрозернистые доломитовые известняки

(Табл. XXIX, *167*)

К данному типу пород относятся микрозернистые известняки с примесью микрозернистого же доломита. Внешне они представляют собой белую, желтоватую или серую породу с шероховатыми или

раковистым изломом, не отличимую от чистого микрозернистого известняка. Так же как и в последнем, остатки фауны здесь встречаются редко, хотя местами образуют тонкие линзовидные прослои.

Порода состоит из неправильных, реже ромбоэдрических кристаллов размером от 0,003 до 0,015 мм (табл. XXIX, *167*). Установить наличие доломита прокрашиванием шлифов не удалось, но, судя по химическим анализам, он присутствует, причем чаще всего в количестве 7—10%, иногда достигая 15 или даже 28%. Доломит не устанавливается при прокрашивании либо вследствие малых размеров зерен, либо вследствие очень неравномерной доломитизации, при которой в отдельных шлифах доломитовые кристаллы отсутствуют.

В некоторых образцах попадаются единичные более крупные ромбоэдры доломита, намечающие переход к следующей разности доломитового известняка.

Условия залегания рассмотренных пород те же, что и для чистых микрозернистых известняков.

Доломитовые известняки с порфиробластовой структурой

(Табл. XXIX, *168—173*)

К рассмотренному типу принадлежат микрозернистые известняки с примесью (< 50%) доломита тонкозернистого или мелкозернистого. Идиоморфные кристаллы доломита изолированы среди кальцитовой массы, вследствие чего такую структуру можно определить как порфиробластовую; иногда ее называют диспергентной. В зависимости от размера доломитовых кристаллов здесь выделяются две разновидности.

Первая разновидность (табл. XXIX, *168, 169*) — микрозернистый известняк с тонкозернистым доломитом — представляет собой белую, желтоватую или серую породу с шероховатым, часто несколько мерцающим изломом. Органические остатки присутствуют в небольшом количестве и нередко растворены.

В шлифах видно, что порода образована крипто- и микрокристаллическим кальцитом (0,0035—0,0075 мм), в массе которого рассеяны многочисленные ромбоэдры доломита размером 0,025—0,035 мм, реже 0,05 мм. Большинство ромбоэдров чистые, но в некоторых включены мельчайшие (< 0,015 мм) сгусточки кальцита. Распределены ромбоэдры в кальцитовой массе довольно равномерно, но местами образуют пятна и прожилки (табл. XXIX, *168*).

Химические анализы пород показывают незначительное содержание нерастворимого остатка (< 2%) и непостоянное, хотя обычно значительное, количество доломита (20—50%).

Структурно породы связаны постепенным переходом с известковыми доломитами и через них с тонкозернистыми доломитами.

Вторая разновидность (табл. XXIX, *170—173*) — микрозернистый известняк с мелкозернистым доломитом — представляет собой белую, желтоватую или серую породу с шероховатым или песчаниковидным мерцающим изломом. Нередко порода пористая и кавернозная. Органические остатки присутствуют в небольшом количестве и часто бывают выщелочены. Местами много трещин и каверн, выполненных крупнокристаллическим вторичным кальцитом.

Основная масса породы образована крипто- и микрокристаллическим (0,0035—0,0075 мм), реже микро- и тонкозернистым (0,0075—0,015 мм) кальцитом, в котором рассеяны доломитовые ромбоэдры размером от 0,1—0,2 до 0,4 мм. В одних случаях они правильные, чистые или с небольшими включениями криптокристаллического кальцита (табл. XXIX, *170, 171*); изредка среди них наблюдаются кристаллы зонарного строения. В других — они сильно координированы с поверхноости и содержат внутри неправильные включения кальцита (табл. XXIX, *172*), иногда замещающего бо́льшую часть ромбоэдров, так что от них остаются только небольшие внешние оболочки (табл. XXIX, *173*). Рассеяны доломитовые кристаллы в шлифах относительно равномерно, хотя местами наблюдается их сгущение.

Химические анализы рассматриваемых пород показывают незначительное количество нерастворимого остатка (0,5—2%) и весьма изменчивое содержание доломита (10—50%), а соответственно и кальцита (90—50%).

Структурно эти породы связаны постепенным переходом с некоторыми разностями известковых доломитов.

Разнозернистые доломитовые известняки сложной структуры

(Табл. XXX, *174—179*)

К данной группе пород относятся тонко- и мелкозернистые известняки с примесью доломита, причем соотношение обоих минералов бывает довольно сложным.

По внешнему виду это светлые, почти белые, как правило, мелкопористые, иногда кавернозные, сахаровидные известняки с редкими пустотками от выщелачивания органических остатков.

Порода состоит из кальцита и доломита, находящихся в более сложных взаимосвязях, чем это отмечалось для рассмотренных выше пород. Основным структурным элементом здесь являются довольно крупные (от 0,15—0,20 до 0,5 мм), не очень правильные ромбоэдры сложного состава (табл. XXX, *174, 175, 177*). Основная часть ромбоэдров образована очень мелкими (0,01—0,05 мм) неправильными кристаллами кальцита, в промежутках между которыми иногда наблюдается доломит. Эти крупные ромбоэдры окружены тонкой (0,015—0,020 мм) до-

ломитовой корочкой, наружная поверхность которой обычно гладкая, а внутренняя — неровная вследствие внедрения в нее кальцита, слагающего внутреннюю часть ромбоэдра; попадаются, однако, кристаллы, у которых и внутренняя поверхность корочки гладкая. Часто ромбоэдры соприкасаются, образуя агрегаты величиной иногда до 1—2 мм; в местах соприкосновения ромбоэдров доломитовая корочка (почти или совсем) не сохраняется, остается лишь общая корочка, оконтуривающая весь агрегат (табл. XXX, *177*). В пределах одного шлифа иногда можно видеть, что доломитовые оболочки на некоторых участках исчезают и вся порода состоит из сплошной массы тонкозернистого кальцита, среди которой лишь кое-где сохранились как бы обрывки доломитовых оболочек. Характерно, что оболочки и заполненные доломитом промежутки между кальцитовыми зернами внутри ромбоэдров обычно имеют одну оптическую ориентировку и, очевидно, являются остатками одного крупного доломитового ромбоэдра, в значительной степени замещенного кальцитом.

Как указывалось, рассмотренные доломитово-известковые ромбоэдры местами плотно соприкасаются, и тогда образуется почти сплошная известковая масса с редкими остатками доломита (табл. XXX, *176, 178*); местами они расположены менее плотно, и пространство между ними либо остается пустым, либо заполнено мелкозернистым кальцитом (табл. XXX, *174, 175*).

В некоторых сильно пористых разностях пустоты инкрустируются очень тонкой ($< 0{,}02$ мм) кальцитовой корочкой со следами тончайшей концентрической структуры. Эта корочка местами нарастает на доломитовую оболочку ромбоэдров, а местами — на его кальцитовую часть (табл. XXX, *179*).

Химический анализ рассмотренных пород показывает незначительное содержание нерастворимого остатка ($< 5\%$) и изменчивое соотношение $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$; наличие последнего компонента колеблется в различных образцах в широких пределах от 5 до 50%.

Породы данного типа в процессе своего формирования претерпели неоднократные изменения, в результате которых первичная структура осадка совершенно исчезла. По-видимому, вначале был полностью доломитизирован известковый осадок и образовались довольно крупные ромбоэдры, иногда, вероятно, зонарные. Затем отложения попали в обстановку, где происходило замещение доломита более тонкозернистым кальцитом, и от первого сохранились лишь внешние оболочки. При этом порода стала сильно пористой, и позднее поры либо заполнялись довольно крупными кристаллами прозрачного кальцита, либо покрывались тончайшей концентрической корочкой карбоната кальция.

Очевидно, на окончательный облик породы оказали существенное влияние процессы поверхностного выветривания, при котором довольно широко распространены явления раздоломичивания.

В. ИЗВЕСТКОВЫЕ ДОЛОМИТЫ

(Табл. XXXI—XXXVII)

К известковым доломитам относятся породы, содержащие от 5 до 50% карбоната кальция. Как и для доломитовых известняков, и по тем же причинам, здесь не дается дробная градация пород на основании их химического состава.

В группе известковых доломитов встречаются почти все те же типы пород, которые наблюдаются среди чистых и доломитовых известняков. Однако не все эти породы одинаково широко распространены среди известковых доломитов, и многие из них попадаются очень редко, вследствие чего мы рассмотрим только наиболее часто встречающиеся разности. Кроме того, сильная доломитизация вуалирует первичную структуру осадка, не позволяя выделить все те разновидности пород, которые рассматривались при описании чистых или даже доломитовых известняков. При характеристике пород основное внимание будет обращено не на первичную структуру осадка, которая уже была подробно рассмотрена, а на доломитовую составляющую.

Можно выделить четыре главных типа известковых доломитов: 1) доломиты с обильными органогенными остатками, 2) сгустковые и мелкокомковатые, 3) микрозернистые и 4) разнозернистые. Все они в структурном отношении тесно связаны с соответствующими породами из группы доломитовых известняков.

ИЗВЕСТКОВЫЕ ДОЛОМИТЫ С ОРГАНОГЕННЫМИ ОСТАТКАМИ

(Табл. XXXI, *180—185*; табл. XXXII, *186*)

Рассматриваемые породы представляют собой сильно доломитизированные микрозернистые известковые отложения с большим количеством органических остатков, а также органогенные и органогенно-обломочные осадки. Эти породы связаны в структурном отношении постепенным переходом с рассмотренными выше доломитовыми известняками, отличаясь большим содержанием доломита и худшей сохранностью органических остатков. Внешне это светлые, желтоватые, розоватые или серые, различной зернистости породы, местами плотные, а иногда сильно пористые и кавернозные. Обычно поры связаны с растворением остатков фауны, главным образом фузулинид. Встречаются и невыщелоченные раковинки последних, а также остатки кораллов, мшанок, брахиопод и других организмов. Излом породы чаще всего шероховатый, иногда марающий, но при более сильной доломитизации он становится мерцающим и порода приобретает песчаниковидный или сахаровидный облик.

Среди известковых доломитов, как и среди до-

ломитовых известняков, встречаются породы с разнообразным органогенным детритом, с фузулинидами или водорослями. При описании мы не будем выделять их как самостоятельные разновидности, ибо с этой стороны они уже были охарактеризованы в разделе, где было дано описание доломитовых известняков. Здесь же обратим основное внимание на структуру главной составляющей породы — доломита.

В зависимости от размера кристаллов последнего можно выделить три разновидности пород: очень тонкозернистую (< 0,05 мм), тонкозернистую (0,05—0,1 мм) и мелкозернистую (> 0,1 мм).

Наиболее тонкозернистые известковые доломиты (табл. XXXI, *180, 181*) состоят из трех компонентов: доломита (преобладает) кальцита и органогенных остатков. Доломит представлен правильными ромбоэдрами или округло-ромбоэдрическими кристаллами размером от 0,015 до 0,05 мм, причем иногда преобладают зерна < 0,03 мм, а иногда > 0,03 мм. Обычно кристаллы чистые, но в некоторых случаях они бывают загрязнены мельчайшими темными включениями. Кальцит — криптокристаллический (< 0,005 мм); в одних образцах он присутствует в незначительном количестве, располагаясь в отдельных участках между доломитовыми кристаллами, в других же он представлен обильней и образует довольно резко очерченные прожилки и пятна (табл. XXXI, *180*). Вообще же кальцит слагает незначительную часть породы и при сильной доломитизации полностью исчезает. Органогенный материал присутствует в различных, но сравнительно небольших количествах и представлен в одних образцах разнообразным детритом (иглокожие, брахиоподы, мшанки, кораллы и др.), а в других — преимущественно фузулинидами или водорослями (табл. XXXI, *181*). Обычно остатки иглокожих, брахиопод, мшанок и кораллов имеют хорошую сохранность и весьма устойчивы против доломитизации, раковины же с пелитоморфной структурой (фораминиферы) значительно легче доломитизируются и вследствие этого не сохраняются.

Таким образом, в процессе доломитизации прежде всего идет замещение неорганогенного криптокристаллического кальцита, одновременно с чем, но как бы с некоторым отставанием, менее энергично доломитизируются раковины фораминифер. Другие органические остатки начинают замещаться только на более высоких степенях доломитизации. Обычно они имеют хорошую сохранность и либо совершенно не доломитизированы, либо в них внедряются с периферии доломитовые ромбоэдры, кроме того, внутри рассеяны отдельные идиоморфные кристаллы доломита.

Изредка в породе обнаруживаются мелкие зерна глауконита. Встречаются небольшие розетки халцедона, или чистые, или содержащие внутри как органические остатки, так и редкие зернышки кальцита или доломита. Это означает, что окремнение происходило уже в доломитизированных слоях.

Иногда присутствуют гипс или целестин, образующие небольшие включения и местами содержащие раковинный детрит и кристаллы кальцита и доломита; кроме того, в них попадает пирит. Судя по форме включений, гипс и целестин нередко выполняют пустоты от растворения органических остатков.

В некоторых случаях, при полной доломитизации породы, следы органических остатков сохраняются только в виде пустот, которые позднее были заполнены крупными кристаллами вторичного кальцита. Такие породы по химическому составу принадлежат к известковым доломитам, но, принимая во внимание историю формирования пород, их следует относить к группе кальцитизированных доломитов, где они и будут подробно рассмотрены.

Тонкозернистые известковые доломиты (табл. XXXI, *182—185*) также состоят из трех компонентов: доломита, кальцита и органогенных остатков. Первый представлен ромбоэдрическими или неправильно-ромбоэдрическими кристаллами, преобладающая часть которых имеет размеры от 0,05 до 0,075 мм; присутствуют также более крупные (0,1—0,15 мм) ромбоэдры. В одних случаях кристаллы преимущественно чистые, гомогенные, и в них лишь изредка наблюдаются небольшие включения микрозернистого кальцита, а в других случаях кальцит образует довольно крупные (до 0,02 мм) неправильно-округлые или округленно-ромбоэдрические ядра, а также неправильные прожилочки и включения (табл. XXXI, *183*).

Вторая составляющая породы чаще всего представлена микро- и криптокристаллическим кальцитом (< 0,010 мм), причем содержание его обычно невелико, а местами он даже почти совершенно отсутствует (табл. XXXI, *182*). Значительно реже встречаются породы, в которых, кроме микрозернистого карбоната кальция, присутствуют крупные кальцитовые кристаллы, обрастающие обломки члеников криноидей или сосредоточивающиеся в местах скопления скелетных остатков. Такие кристаллы обычно не содержат доломита, лишь очень редко в них встречаются доломитовые ромбоэдры (табл. XXXI, *184, 185*).

Как и в описанных ранее породах, органические остатки представлены разнообразно, но величина фрагментов здесь обычно несколько крупнее и процентное содержание их выше. Встречаются слои, где органогенные остатки являются преобладающей частью породы, кроме того, иногда среди них присутствуют мелкие окатанные известковые обломки. Наиболее доломитизированными являются раковины фораминифер, остальные же скелетные остатки более устойчивы против доломитизации. По органогенным фрагментам развиваются несколько более крупные и правильные ромбоэдры (табл. XXXI, *182*), чем по цементу,

вследствие чего даже при очень сильном изменении породы сохраняются, правда, неясные, следы первично органогенной структуры. Характерно, что окатанные обломки, состоящие из микрозернистого известняка, часто доломитизируются нацело, т. е. значительно полнее обломков раковин, причем образующийся в данном случае доломит нередко бывает мельче того, который развивается по основной массе породы.

Изредка наблюдаются включения халцедона, целестина и гипса.

Сравнение обеих разновидностей известковых доломитов показывает, что они отличаются не только величиной кристаллов доломита, но и первичной структурой известняка. Вторая разновидность связана с более крупнообломочными органогенными известняками, среди которых присутствуют разности с окатанными органогенными и неорганогенными фрагментами. Наиболее подвержены доломитизации слои с микрозернистым карбонатным цементом, который замещается легче органических остатков. Однако доломитизируются также и органогенные породы со скудным и неравномерно-зернистым цементом, причем доломитизация идет еще неравномернее, не затрагивая участков с крупнокристаллическим кальцитом; здесь среди основной сильно доломитизированной массы нередко наблюдаются пятна слабо доломитизированной породы.

Мелкозернистые известковые доломиты (табл. XXXII, *186*) состоят из тех же трех компонентов, что и тонкозернистые. Доломит образован ромбоэдрическими и неправильно-ромбоэдрическими кристаллами размером от 0,1 до 0,25 мм. Ромбоэдры иногда довольно чистые, а иногда содержат мельчайшие (< 0,01 мм) зерна кальцита, не оформленные, однако, в ядра. Поверхность некоторых ромбоэдров несколько корродирована. Кальцит представлен микро- и криптокристаллическими (< 0,01 мм) зернами. В одних образцах он довольно обилен, а в других присутствует в незначительном количестве; нередко в пределах одного шлифа наблюдаются участки с существенно различным его содержанием.

Органические остатки представлены либо разнообразным детритом, либо преимущественно раковинами фузулинид, либо оболочками сифонниковых водорослей. Размер и количество органогенных фрагментов в разных породах различны. Характер их доломитизации тот же, что и, в описанных выше разновидностях.

Иногда наблюдается довольно много гипса, прорастающего отдельные участки породы, которые сохранили остатки своей первичной известково-доломитовой структуры.

Химический состав известковых доломитов характеризуется небольшим содержанием нерастворимого остатка (обычно менее 3%, редко 5—7%) и весьма изменчивым соотношением кальцита (от 5 до 50%) и доломита (от 95 до 50%).

СГУСТКОВЫЕ И МЕЛКОКОМКОВАТЫЕ ИЗВЕСТКОВЫЕ ДОЛОМИТЫ

(Табл. XXXII, *187—190*)

Известковые доломиты с мелкокомковатой и сгустковой структурой встречаются значительно реже, чем известковые доломиты с остатками раковин. Возникали они, как и рассмотренные только что породы, от доломитизации соответствующих известковых отложений. Мы уже видели, что определить происхождение многих сгустковых и мелкокомковатых известняков не всегда удается; тем более бывает трудно судить об их природе, когда отложения подверглись сильной доломитизации. Ниже дается описание двух наиболее распространенных разновидностей данной породы: мелкокомковатых и фораминиферово-сгустковых известковых доломитов.

Мелкокомковатые доломиты представляют собой белую или светло-серую не очень крепкую пористую породу, в которой иногда отчетливо заметна косая слоистость. Местами в породе довольно много крупных остатков брахиопод, преимущественно из рода *Meekella*, пелеципод и гастропод.

Порода состоит из двух главных компонентов: комочков и цемента. Первые образованы криптокристаллическим (< 0,005 мм) кальцитом, в котором рассеяны несколько более крупные (0,005—0,075 мм) зерна доломита; иногда последние преобладают, и тогда комочки состоят уже не из карбоната кальция, а из известкового доломита, причем одновременно возрастают размеры доломитовых кристаллов (до 0,01—0,05 мм) и среди них появляются правильные ромбоэдры. Изменение известкового материала происходит различным образом; в одних случаях доломит сравнительно равномерно распределяется в кальцитовой массе (табл. XXXII, *189*), и при крайней степени изменения породы комочки состоят из однородного доломита; в других случаях доломитизация идет не по очень четким концентрам и кальцит дольше всего сохраняется в ядре и в тончайшей внешней оболочке (табл. XXXII, *187*, *188*). Изредка в отдельных комочках присутствует раковинный шлам. Размер рассмотренных комочков в различных шлифах изменяется от 0,2 до 1, редко до 2 мм, причем сортировка материала по величине, как правило, хорошая. Форма комочков чаще всего округлая и овальная, реже она несколько неправильная.

Цементируются комочки неправильно- и округло-ромбоэдрическими кристаллами доломита размером от 0,015 мм до 0,1 мм, причем более мелкие кристаллы образуют крустификационные оболочки на комочках (табл. XXXII, *187—189*), а более крупные выполняют пространства между ними. Количество цемента всегда невелико.

Изредка встречаются небольшое количество окатанного раковинного детрита и отдельные довольно крупные (5 мм) клубочки ортонелл.

Часто порода бывает сильно пористой, причем поры развиваются как по комочкам, которые легче растворяются при выветривании, так и по цементу, представляя собой незаполненные пустоты между соприкасающимися доломитовыми оболочками, обрастающими комочки (табл. XXXII, *189*, *190*).

Рассмотренные отложения являются, по-видимому, продуктом доломитизации обломочных, копрогенно-обломочных и иногда оолитовых известковых осадков. Характерно, что доломитизация здесь, как и в органогенных известняках, прежде всего шла по цементу, где возникали более крупные кристаллы, а затем по комочкам, где образовывался тонкозернистый доломит.

Фораминиферово-сгустковые известковые доломиты и по внешнему виду, и по микроскопическому строению сходны с рассмотренными ранее фораминиферово-сгустковыми доломитовыми известняками (см. стр. 59), от которых отличаются только бо́льшим содержанием доломита, который замещает здесь не только весь цемент, но и многие сгустки и раковинки фораминифер.

ХЕМОГЕННЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗВЕСТКОВЫЕ ДОЛОМИТЫ

(Табл. XXXIII—XLV)

По структурным особенностям рассматриваемые породы сходны с соответствующими доломитовыми известняками, отличаясь от них бо́льшим содержанием доломита и меньшим содержанием кальцита.

Как и среди хемогенных доломитовых известняков, здесь выделяется несколько типов пород.

Микрозернистые известковые доломиты

По внешнему виду породы этого типа не отличимы от описанных выше микрозернистых доломитовых известняков. Они состоят из однородной массы ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов обычно размером $< 0{,}01$—0,015 мм. При прокрашивании шлифов кальцит не был обнаружен, но химические анализы таких пород показывают содержание $CaCO_3$ в количествах от 5 до 15%. Поэтому порода должна быть определена как слабо известковый доломит.

Известковые доломиты с порфиробластовой структурой

(Табл. XXXIII, *191—196*)

К данной группе принадлежат тонко- и мелкозернистые доломиты с примесью (от 5—10 до 50%) микрозернистого кальцита. Эти породы в структурном отношении тесно связаны с рассмотренными выше порфиробластовыми доломитовыми известняками, отличаясь только обратным соотношением кальцита и доломита.

В зависимости от размера зерен преобладающей части породы — доломита — здесь можно выделить три разновидности: очень тонкозернистую ($< 0{,}05$ мм), тонкозернистую (0,05—0,1 мм) и мелкозернистую ($> 0{,}1$ мм).

Очень тонкозернистые доломиты (табл. XXXIII, *191*) представляют собой белую, зеленоватую или розоватую, не очень крепкую, иногда слегка глинистую тонкозернистую породу. Она образована мельчайшими ($<0{,}05$ мм, обычно 0,025—0,03 мм) правильными чистыми ромбоэдрами, рассеянными в массе криптокристаллического ($< 0{,}005$ мм) кальцита. Обычно ромбоэдры представлены довольно равномерно, но местами образуют небольшие (0,5 мм) резко очерченные стяжения, представляющие, скорее всего, доломитизированные органические остатки. Кроме того, изредка такая порода пронизана горизонтальными и вертикальными прожилками, в которых наблюдается более значительная концентрация доломита (табл. XXXIII, *192*).

Тонкозернистые доломиты (табл. XXXIII, *193*) внешне и микроскопически похожи на рассмотренные выше породы первой разновидности, но в этих породах доломитовые ромбоэдры имеют более крупные размеры (0,05—0,1 мм); в незначительном количестве наблюдаются также органогенные обломки.

Мелкозернистые доломиты (табл. XXXIII, *194—196*) представляют собой белую, желтоватую или розоватую мелкозернистую породу, обычно с песчаниковидным изломом. В ней наблюдаются пористые прослои, причем поры возникли от растворения раковинного материала. Изредка попадаются остатки фауны относительно хорошей сохранности (брахиоподы, кораллы, членики криноидей).

В шлифах видна криптокристаллическая кальцитовая масса, в которой рассеяно большое количество мелких (0,1—0,2 мм, реже больше) ромбоэдров доломита то чистых, то с включениями микрозернистого кальцита. Доломитовые кристаллы в одних шлифах располагаются густо, и тогда кальцит образует изолированные участки между отдельными ромбоэдрами или группами ромбоэдров, а в других шлифах, наоборот, доломитовые кристаллы изолированы среди кальцитовой массы. Первую структуру иногда определяют как синтетическую, а вторую — как диспергентную или порфиробластовую. Нередко вследствие неравномерной доломитизации обе структуры можно наблюдать в одном шлифе.

Химический состав всех рассмотренных доломитов характеризуется незначительным содержанием нерастворимого остатка и меняющимся соотношением кальцита и доломита; первый присутствует в количестве от 5—10 до 35—40%, а второй — от 50 до 90—95%.

Разнозернистые известковые доломиты сложной структуры

(Табл. XXXIV—XXXVII)

Как показывает само название, породы этой группы сходны с соответствующими доломитовыми известняками (см. стр. 60), но отличаются большей доломитовой составляющей. Они также претерпели в процессе формирования неоднократные изменения, в результате чего исчез первичный облик осадка и порода приобрела весьма сложную структуру. Основными процессами, оказавшими существенное влияние на окончательный облик породы, были раздоломичивание и кальцитизация. Они не всегда шли одинаково, поэтому здесь возникли разные структурные взаимоотношения между доломитом и вторично образованным кальцитом, что заставило нас выделить несколько типов пород.

Доломиты, кальцитизированные из внутренней части ромбоэдров (табл. XXXIV, *197—201*). Этот тип пород весьма сходен с соответствующим типом доломитовых известняков (см. стр. 60), с которыми он связан в структурном отношении постепенным переходом.

По внешнему виду доломит представляет собой белую или светло-серую мелкозернистую сахаровидную пористую или плотную породу различной крепости. Изредка наблюдаются фаунистические остатки, главным образом в виде отпечатков и пустот от выщелачивания раковин. Характерно присутствие крупнокристаллического кальцита, выполняющего трещины и каверны.

В шлифах можно наблюдать всю гамму пород: от почти чистых, лишь слабо известковых доломитов, до пород, где кальцит и доломит находятся приблизительно в равных количествах.

Наиболее чистые разности состоят из неправильных и неправильно-ромбоэдрических доломитовых кристаллов размером иногда от 0,075 до 0,15 мм (тонкозернистые), а местами от 0,15 до 0,25 мм (мелкозернистые); некоторые кристаллы обладают волнистым угасанием, другие испещрены многочисленными трещинами, развитыми параллельно граням ромбоэдра. Почти во всех кристаллах присутствует криптокристаллический кальцит, но в одних он неравномерно рассеян, а в других сконцентрирован в виде плотных включений неправильной или ромбоэдрической формы, чаще располагающихся в центре кристаллов, но иногда где-нибудь в их краевой части (табл. XXXIV, *197*, *198*). Отдельные кристаллы почти целиком замещены кальцитом, и от них сохранились лишь неправильные тонкие доломитовые оболочки или небольшие неправильные участки (табл. XXXIV, *200* и рис. 3). Содержание $CaCO_3$ в таких породах достигает 13—15%.

Более известковистые разности отличаются, во-первых, сильной разрушенностью ромбоэдров и бо́льшим замещением их кальцитом; часто от них сохраняются лишь небольшие остатки, по которым едва улавливаются контуры бывших ромбоэдров (табл. XXXIV, *199*). Во-вторых, доломитовые кристаллы здесь уже редко соприкасаются, будучи

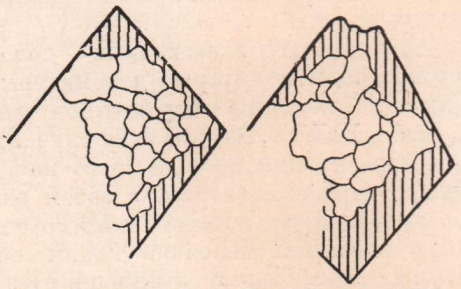


Рис. 3. Развитие внутри доломитовых ромбоэдров (вертикальная штриховка) тонкозернистого кальцита.

разделены тонкозернистым (< 0,05 мм) кальцитом. Местами кальцит как бы обрастает ромбоэдры неправильным чехлом, причем иногда между такими чехлами образуются причудливые поры, инкрустированные тонкой (0,05 мм) доломитовой

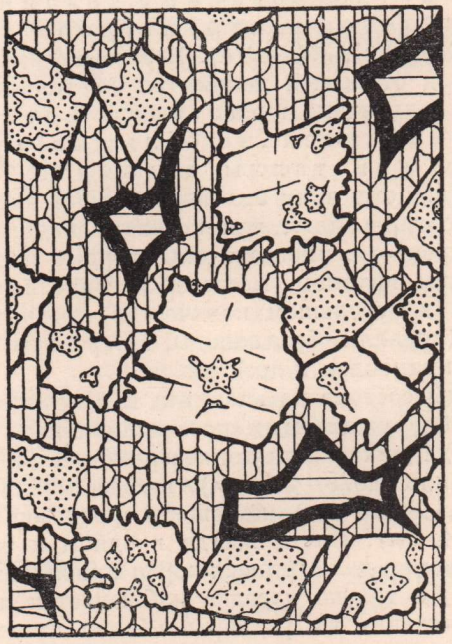


Рис. 4. Известковый доломит со сложной структурой

Белое — доломит ромбоэдров; точки — тонкозернистый кальцит, развивающийся по доломитовым ромбоэдрам; вертикальная штриховка — тонко- и мелкозернистый кальцит между ромбоэдрами; черное — доломитовые оболочки, выстилающие поры; горизонтальная штриховка —кальцит, выполняющий поры.

оболочкой (рис. 4); внутренняя часть пор заполнена тонкозернистым кальцитом. Следует заметить, что, в отличие от слабо известковых доломитов, кальцит, развитый внутри ромбоэдров, обла-

дает не микро-, а тонкозернистой структурой, т. е. возможно, что в первом случае мы имеем дело с включением первичного карбоната кальция, захваченного ромбоэдром во время доломитизации, а во втором — он образовался при замещении доломита кальцитом.

Кроме описанных известковых доломитов, встречаются породы, в которых доломитовые кристаллы имеют отчетливо выраженное зонарное строение (табл. XXXIV, *201*). В этих случаях кальцитизация происходила прежде всего по ядру и менее прозрачным концентрам, а затем захватывала весь кристалл, от которого обычно сохранилась только внешняя оболочка. Таким образом, и в зонарных ромбоэдрах кальцитизация развивалась из внутренней части доломитового кристалла.

Очевидно, здесь, как и в случае сходных доломитовых известняков (см. стр. 61), мы встречаемся с глубоким изменением породы, в процессе образования которой неоднократно менялись физико-химические условия в слоях: широко протекали процессы то доломитизации, то раздоломичивания и кальцитизации.

Кальцитизированные доломиты с пойкилитовой структурой (табл. XXXV—XXXVII, *202—215*). К рассматриваемому типу пород относятся доломиты, частично замещенные кальцитом, кристаллы которого имеют значительно бóльшие размеры, чем кристаллы доломита.

По внешнему виду это белые, серые или желтоватые сахаровидные или песчаниковидные различной крепости, иногда очень твердые породы с мерцающим изломом, местами кавернозные. Попадаются в небольшом количестве органические остатки (кораллы, брахиоподы, гастроподы, фузулиниды, криноидеи и др.).

Породы состоят из кальцита и доломита, прекрасно обнаруживаемых прокрашиванием. Доломит иногда микро- или тонкозернистый (0,0075—0,01 мм или 0,025—0,1 мм), иногда мелкозернистый (0,1—0,25 мм) и реже — среднезернистый (0,25—0,4 мм). Почти всегда в одном и том же шлифе размер доломитовых зерен приблизительно одинаков, и только изредка наблюдается небольшое увеличение их размеров вблизи пустот или внутри трещин, заполненных вторичным кальцитом (табл. XXXVI, *211*). Форма кристаллов ромбоэдрическая или неправильно-ромбоэдрическая; чаще всего они прозрачные, гомогенные, но иногда с крупными и неправильными ядрами пелитоморфного карбоната кальция или зонарные, с внутренней кальцитовой зоной (табл. XXXV, *206*, *207*).

Кальцит представлен неправильными кристаллами, размер которых сильно варьирует в пределах одного шлифа; обычно они довольно крупные (0,35—2 мм) и лишь изредка мелкие (около 0,1 мм).

Взаимоотношение кальцита и доломита не везде одинаково. В одних шлифах видны относительно крупные кристаллы кальцита, в которых заключены мелкие или мельчайшие доломитовые ромбоэдры, участками очень обильные, а участками рассеянные редко. Чаще всего доломит беспорядочно распределен внутри кальцитовых зерен (табл. XXXV, *202—204*, *206*), но иногда сосредоточен главным образом в их средней части, как бы образуя неясно выраженные, расплывчатые ядра (табл. XXXVI, *208*). Можно видеть, что местами одна половина доломитового ромбоэдра захвачена одним кальцитовым кристаллом, а вторая — другим (табл. XXXV, *207*), так же как иногда группа доломитовых зерен захватывается двумя или тремя смежными кальцитовыми кристаллами (табл. XXXVI, *208*).

Некоторые образцы характеризуются более разнородной структурой, и в шлифах наблюдаются пятна, состоящие только из доломита, и пятна, где последний рассеян в кальците, причем участками он более обилен, а участками менее обилен (табл. XXXV, *205*).

Наконец, иногда основная масса породы образована доломитом, в котором резко выделяются включения кальцита с редкими правильными доломитовыми ромбоэдрами. Иногда кальцитовые включения мелкие (до 2 мм), а иногда крупные (до 2 см), причем в центре последних доломит уже отсутствует (табл. XXXVI, *209*). Кальцитовые включения, когда их много, сообщаются между собой тонкими извилистыми прожилками (табл. XXXVI, *210*). Местами наблюдаются также крупные и широкие (в несколько миллиметров) прожилки с очень неровными контурами, образованные то чистым кальцитом, то с примесью доломита (табл. XXXVI, *211*). Кроме того, кальцит выполняет тонкие, местами пересекающиеся трещинки с ровными стенками (табл. XXXVI, *212*).

Следы органогенной структуры отмечаются очень редко. Это либо пустоты от растворения раковин или других скелетных частей, заполненные крупными кристаллами кальцита (табл. XXXVII, *213*, *215*, *216*), либо псевдоморфозы доломитовых кристаллов по скелетным фрагментам (табл. XXXVII, *214*). Еще реже наблюдаются остатки мелкокомковатой или обломочной структуры (табл. XXXVII, *217*).

Выполненные вторичным кальцитом остатки фауны часто соединяются между собой прожилками и трещинками, заполненными кальцитом (табл. XXXVII, *213*, *215*).

Рассмотренные породы характеризуются плотным строением и лишь в отдельных шлифах встречаются мелкие неправильные поры.

Химический состав доломитов характеризуется небольшим нерастворимым остатком (1—5%) и изменчивым содержанием кальцита и доломита; первый обычно изменяется от 10 до 30%, но иногда составляет 55 или даже 70%, и в таком случае

породу следует относить уже к доломитовым известнякам.

Необходимо отметить, что нередко данные химических анализов плохо согласуются с данными изучения шлифов. Это объясняется тем, что кальцитизированные доломиты характеризуются крайне неоднородной структурой, и в шлифах мы можем наблюдать то более, то менее кальцитизированные участки, тогда как химический анализ дает представление об общем химическом составе образца.

Г. ДОЛОМИТЫ

(Табл. XXXVIII—XLV)

К рассматриваемой группе относятся породы, в химическом составе которых резко преобладает $CaMg(CO_3)_2$; нерастворимый остаток и $CaCO_3$ здесь не превышают 5% каждый. В зависимости от размеров зерен можно выделить четыре типа доломитов: микрозернистый, тонкозернистый, мелкозернистый и разнозернистый.

Одни из этих пород принадлежат к группе седиментационно-хемогенных образований, другие относятся к породам, измененным химическими процессами и связанной с ними перекристаллизацией на более поздних этапах развития породы — в диагенезе.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ДОЛОМИТЫ

(Табл. XXXVIII, *218*, *219*)

Седиментационные доломиты в узком смысле слова, т. е. породы, возникшие из первичного доломитового осадка, можно называть доломитами каширского типа, так как они широко развиты в каширском горизонте западной части платформы.

По внешнему виду эти доломиты белые или слабо окрашенные в зеленоватые, желтые, розовые и бледно-лиловые тона, микрозернистые, иногда довольно крепкие — фарфоровидные, с матовым раковистым или остроугольным изломом, а иногда мягкие, легко размокающие в воде, похожие на мергель. Палеонтологические остатки в доломитах встречаются исключительно редко и имеют специфический состав, свидетельствующий о бедности видами и об угнетенном облике фауны. Чаще других здесь встречаются тонкие недеформированные раковины *Linoproductus*, местами образующие небольшие линзовидные банки; изредка наблюдаются скопления мелких пелеципод и гастропод, а также тонкие ходы илоедов, заполненные мелкокомковатым копрогенным материалом. Характерно, что скелеты организмов, даже очень хрупкие, имеют прекрасную сохранность и не доломитизированы.

Порода состоит из ромбоэдрических и округлоромбоэдрических кристаллов доломита, иногда размером 0,002—0,004 мм (табл. XXXVIII, *218*), а иногда 0,0075—0,01 мм; реже наблюдается примесь более крупных (> 0,015 мм) зерен (табл. XXXVIII, *219*). Доломитовые ромбоэдры обычно прозрачные, гомогенные, но нередко в них наблюдаются округленные и ромбоэдрические темные ядра из изотропного вещества с низким показателем преломления, вероятней всего являющегося либо опалом, либо ратовкитом. В розовых и лиловых разностях наблюдается значительная примесь мельчайших зерен гидроокислов железа. Очень редко попадаются кубики флюорита (0,05—0,1 мм) или пустотки от их растворения.

По химическому составу доломиты представляют собой иногда почти чистую двууглекислую соль Ca и Mg (97,3%), а иногда помимо нее содержат значительное количество нерастворимого остатка. $CaCO_3$ в некоторых образцах составляет 1,5—3% и лишь изредка достигает 5—7%.

Залегают доломиты в виде сплошных пачек мощностью от 0,5 до 9 м, причем многие из них настолько выдержаны, что могут быть прослежены на сотни километров. Приурочены они преимущественно к толще каширских отложений, развитых на западе Московской синеклизы, где они являются преобладающей породой и чередуются с известняками, богатыми остатками разнообразных морских беспозвоночных. Реже они наблюдаются в толще верейских глин, образуя здесь тонкие прослои.

Рассматриваемые доломиты, судя по всем признакам (однородный химический состав, чрезвычайно мелкий размер зерен), являются первичным осадком; кристаллы доломита выпадали здесь, вероятно, непосредственно из воды, а не образовывались в диагенезе, для которого характерны очень неоднородные известково-доломитовые отложения. В то же время несомненно, что каширские доломиты являются морскими осадками, так как они содержат остатки морской фауны и чередуются с типичными морскими отложениями. Угнетенный облик фауны указывает, однако, на несколько ненормальный гидрохимический режим бассейна.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ДОЛОМИТЫ

(Табл. XXXVIII—XLV)

К метасоматическим доломитам относятся породы, по химическому составу представляющие собой почти чистую двууглекислую соль Ca и Mg, но в структурном отношении тесно связанные постепенными переходами с определенными типами известняков. Последнее обстоятельство, наряду с особой формой залегания доломитовых тел и составом заключенных в доломитах палеонтологических остатков, позволяет считать рассматриваемые породы возникшими от замещения доломитом кальцита известковых осадков.

Рассматриваемые породы представлены довольно разнообразно, что связано, во-первых, с разно-

образием известняков, подвергшихся доломитизации, во-вторых, с различной структурой доломитового вещества, определяемой как первичной структурой измененной породы, так и, по-видимому, не всегда одинаковыми физико-химическими условиями, при которых протекал метасоматоз. Вероятно, в ряде случаев в результате очень сильного изменения известняков их первичная структура исчезла и возник довольно однородный доломит. В других случаях она отчетливо сохранилась, и мы находим аналоги соответствующих типов пород среди известняков. Все сказанное позволяет выделить среди доломитов замещения несколько типов, а именно: микрозернистые, тонкозернистые и мелкозернистые доломиты, а также мелкокомковатые доломиты, доломиты с остатками органогенной структуры и обломочные доломиты.

Микрозернистые доломиты

(Табл. XXXVIII, *220—222*)

Среди микрозернистых доломитов выделяется две разновидности: светлая и темная.

Светлые доломиты (табл. XXXVIII, *220*, *221*) бывают белыми, светло-серыми, желтоватыми или розоватыми; они то крепкие с шероховатым занозистым или раковистым изломом, то менее крепкие, с землистым марающим изломом. Порода плотная или сильно- и мелкопористая, причем пористые участки располагаются в виде прослоев и линз; нередко можно видеть, что поры возникли от выщелачивания органогенных фрагментов. Залегают микрозернистые доломиты среди разнообразных известковых доломитов и доломитовых известняков, образуя как тонкие (20—30 см) прослои, так и небольшие пачки (мощностью 4—5 м).

Порода образована ромбоэдрическими или округлыми кристаллами доломита, размером иногда 0,005—0,0075 мм, а иногда 0,0075—0,01 мм; в последнем случае в некоторых шлифах довольно много более крупных (0,015—0,02 мм) кристалликов. Обычно доломитовые зерна чистые, но изредка в них наблюдаются тончайшие включения гидроокислов железа. В немногих шлифах попадаются мелкие ($< 0{,}1$ мм) органические остатки плохой сохранности, чаще всего принадлежащие иглокожим. В породе то редко рассеяны, то обильны мелкие (0,03—0,25 мм) поры округлой или очень неправильной формы, причем в некоторых случаях они соединены между собой, образуя тонкопористую, губчатую массу (табл. XXXVIII, *221*). Относительно крупные поры имеют форму органических остатков и иногда заполнены вторичным кальцитом. Наблюдаются случаи, когда поры заполнены халцедоном или гипсом.

Химический состав характеризуется небольшим содержанием нерастворимого остатка (0,45—3,5%) и кальцита (1,5—5%); количество доломита составляет 94—96,5%).

Рассматриваемые доломиты встречаются в тех разрезах, где широко развита доломитизация всех пород, чем отличаются от каширских доломитов, залегающих среди совершенно недоломитизированных известняков. Кроме того, с каширскими доломитами связан своеобразный комплекс фауны, остатки которой имеют хорошую сохранность, тогда как здесь присутствует обычный органогенный шлам, частицы которого, как правило, выщелочены. Наконец, каширские доломиты плотные, а рассматриваемые породы характеризуются высокой пористостью, которая, судя по форме пор, обусловлена не только растворением органических остатков, но, по-видимому, также и выносом некоторого количества неорганического кальцита. По структуре, условиям залегания и органогенным остаткам эти доломиты похожи на микрозернистые известняки, от доломитизации. которых они, вероятно, возникли.

Таким образом, их следует считать не седиментационными доломитами в собственном смысле этого слова, а доломитами замещения. Малые размеры зерен, а также высокая степень доломитности и однородный состав указывают на большое число центров кристаллизации в ходе метасоматоза и быстрое течение самого процесса. Очевидно, в осадке или грунтовом растворе находилось большое количество магнезиальных солей, способствовавших интенсивной доломитизации.

Темные доломиты (табл. XXXVIII, *222*) распространены несравненно менее широко, чем светлые, встречаясь в виде редких и тонких (5—40 см) прослоев в среднем карбоне восточных районов платформы. По внешнему виду они коричневые, коричневато-серые или темно-серые, крепкие, трещиноватые. Трещинки в них обычно выполнены гипсом. Часто встречаются включения ангидрита и кремня.

Образованы рассматриваемые породы ромбоэдрами доломита, размер которых в одних случаях чрезвычайно мелкий (0,004—0,01 мм), в других — несколько крупнее (0,014—0,015 мм). Характерно присутствие рассеянного витренизированного растительного шлама и пирита. Последний образует мелкие (0,1—0,2 мм) включения и рассеян в виде тончайшей пыли. Иногда присутствуют неправильные, извилистые прожилочки, слегка обогащенные глиной, окрашенной органическим веществом.

Обычно порода тонко- и неправильно-пориста, причем поры заполнены либо кремнеземом, либо гипсом.

Встречаются такие доломиты в виде небольших прослоев в пачках органогенных, иногда доломитизированных, нередко глинистых известняков, переслаивающихся с темными мергелями и содержащих тонкие прослойки и примазки черной глины, с которыми часто связана стилолитизация.

Возникли доломиты, вероятно, в результате замещения кальцита доломитом.

Тонкозернистые доломиты

(Табл. XXXVIII, *223* и табл. XXXIX—XL, *224—235*)

Среди тонкозернистых доломитов можно выделить две разновидности, которые по структуре довольно близки, но существенно отличаются по условиям залегания и фациальным переходам.

Первая разновидность (табл. XXXVIII, *223*), получившая у каменоломов название «зеленки», представляет чаще всего зеленоватую, реже буроватую породу, то некрепкую, то твердую, с мерцающим шероховатым изломом, при выветривании обычно раскалывающуюся перпендикулярно слоистости на неправильные куски. В породе наблюдаются отпечатки и пустоты от растворения органогенных остатков — брахиопод, криноидей, игол морских ежей, мшанок и др., причем они, как правило, приурочены к небольшим линзовидным прослоям. Кроме того, иногда встречаются обильные поры и мелкие каверны неорганического происхождения, напоминающие следы лопнувших пузырьков в илистом осадке.

Порода состоит из ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов доломита (0,015—0,03 мм), в большинстве случаев довольно чистых, лишь с редкими мельчайшими карбонатными зернышками, но иногда с темными ядрами округлой и неправильной формы; изредка попадаются образцы, где во многих кристаллах заметны зачатки зонарной структуры. В породе рассеяны редкие очень мелкие (0,015—0,025 мм) зерна кварца, биотита и хлорита, а также присутствует незначительная примесь глины. Всегда наблюдаются гидроокислы железа, в одних случаях рассеянные в виде мельчайших редких зернышек, а в других образующие прожилки и стяжения (до 0,1 мм), причем они располагаются неравномерно, чем и объясняется пятнистая окраска некоторых пород.

Одни разности характеризуются довольно плотным строением, и поры в них слабо различимы, другие являются сильно пористыми. Поры обычно очень мелкие (0,05—0,1 мм), неправильные, с неровной поверхностью, сообщающиеся одна с другой тончайшими прожилками. Изредка поры бывают заполнены вторичным кальцитом или глинистым веществом.

Химический состав рассмотренных пород довольно изменчив. Нерастворимый остаток в них от 3 до 5%, а содержание доломита от 87 до 95,5%. В некоторых случаях, таким образом, породу следует относить уже к слабоизвестковым доломитам.

Залегают такие доломиты слоями мощностью от 0,5 до 2 м и в горизонтальном направлении замещаются пачками переслаивания мергелей и органогенных известняков. Сами доломиты, как уже было сказано, в отдельных прослоях изобилуют пустотами от растворения органических остатков, сходных по составу с теми, что наблюдаются в органогенных известняках, переслаивающихся с доломитами.

Очевидно, рассмотренные доломиты являются продуктом замещения слабоглинистых известняков, обогащенных в некоторых прослоях органогенным материалом.

Доломиты второй разновидности (табл. XXXIX, XL, *224—235*) — светлые, иногда почти белые, иногда желтоватые или светло-серые, тонкозернистые, в одних случаях похожие на микрозернистые доломиты, а в других — несколько более крупнозернистые, песчаниковидные или сливные, с мерцающим изломом. В некоторых прослоях порода плотная, а в других она пористая, местами с обильными пустотками от растворения раковин фузулинид или других органических остатков. Попадаются отпечатки кораллов, криноидей, брахиопод и др.

Залегают такие породы в виде толстых пластов среди пачек разнообразных известковых доломитов и доломитовых известняков.

Микроскопическое изучение показывает, что среди рассматриваемых доломитов имеются более тонкозернистые разности (табл. XXXIX, *224*, *225*), состоящие из кристалликов размером 0,013—0,045 мм, и разности более крупнокристаллические, образованные зернами размером от 0,05 до 0,1—0,12 мм (табл. XXXIX, *226—229*; табл. XL, *230—235*).

Доломитовые кристаллы — ромбоэдрические и неправильно-ромбоэдрические, иногда несколько округленные, иногда корродированные. В одних случаях кристаллы чистые, прозрачные (табл. XXXIX, *226*; табл. XL, *231*) или лишь слегка замутненные точечными включениями доломитовой или глинистой (?) пыли (табл. XXXIX, *227*, *228*). В других случаях внутри кристаллов наблюдаются доломитовые ядра. Иногда ядра мелкие, неправильные или неправильно-ромбоэдрические, с неровными, как бы изъеденными контурами, а иногда относительно крупные, составляющие основную часть кристалла (табл. XXXIX, *225*) и имеющие округлую или восьмигранную форму и очень четкие контуры; окружены они тонкой прозрачной доломитовой оболочкой (табл. XL, *230*).

Изредка встречаются отчетливые органические остатки, в различной степени доломитизированные. Раковины фузулинид или оболочки сифоней, например, бывают полностью замещены доломитом, причем размер зерен последнего всегда меньше размера зерен основной массы (табл. XL, *232*). Остатки иглокожих, наоборот, нередко остаются известковыми, причем иногда видно, как с периферии и внутри них появляются доломитовые ромбоэдры, более крупные, чем в основной массе породы (табл. XL, *233*).

Доломиты бывают пористые и плотные; в последних кристаллы не только прилегают один к другому, но, прорастая промежутки между зернами и приобретая вследствие этого прихотливые

формы, образуют сплошную мозаику (табл. XXXIX, *228*, *229*; табл. XL, *231*), в которой лишь кое-где наблюдаются мелкие поры. В пористых разностях присутствуют как мелкие неправильные пустоты с угловатыми ограничениями, так и более крупные овальные, округлые и удлиненные, связанные с растворением органогенных остатков или известняковых песчинок. В некоторых случаях поры столь обильны, что порода приобретает ажурное, губчатое строение (табл. XL, *234*, *235*).

Химический состав рассмотренных доломитов характеризуется небольшим количеством нерастворимого остатка (1—3,5%) и $CaCO_3$ (0,70—3%); $CaMg(CO_3)_2$ составляет от 95 до 97,75%.

Мелкозернистые доломиты

(Табл. XLI, *236—241* и табл. XLII, *242—244*)

Рассматриваемые доломиты представляют собой светло-серую сахаровидную, реже песчаниковидную породу различной прочности. В одних прослоях она плотная, в других — пористая с большим количеством пустот от растворения органических остатков, чаще всего фузулинид. Такие доломиты залегают в виде прослоев и пластов различной мощности среди толщ, где все породы подверглись сильной доломитизации.

Состоят они из кристаллов доломита размером от 0,10 до 0,25 мм, реже больше (до 0,4 мм). Форма кристаллов в одних образцах преимущественно неправильная и неправильно-ромбоэдрическая, в других же преобладают правильные ромбоэдры. В первом случае кристаллы обычно плотно прилегают один к другому и часто имеют извилистые, иногда тонкозазубренные контуры (табл. XLI, *236*, *237*), вследствие чего границы между зернами нечеткие. В некоторых образцах кристаллы прозрачные и довольно чистые («свежие»), лишь с небольшим количеством точечных темных вкраплений тонкой доломитовой пыли, а в иных образцах они состоят из ромбоэдров, замутненных этой пылью и окаймленных чистой, прозрачной доломитовой оболочкой (табл. XLI, *239*); встречаются образцы, где доломитовые кристаллы сильно трещиноватые (табл. XLI, *238*). Наблюдаются породы, в которых довольно ясно выражена зонарная структура, обусловленная присутствием одного или двух нечетких концентров криптокристаллического кальцита, по которым идет, как правило, разрушение этих сложных кристаллов (табл. XLI, *240*, *241*). В некоторых ромбоэдрах заметны ядра, образованные либо пелитоморфным карбонатом, либо имеющие сложное концентрическое строение и многогранную форму (табл. XLII, *242*), подобные тем, какие наблюдались иногда в известковых доломитах и доломитовых известняках.

Как уже говорилось, кристаллы доломита иногда плотно спаяны один с другим и тогда в породе наблюдаются лишь редкие мелкие поры (0,1—0,5 мм) с угловатыми очертаниями (табл. XLII, *243*), иногда же порода содержит довольно крупные неправильные, округлые или удлиненные поры. Местами пор так много, что порода приобретает ажурный вид (табл. XLII, *244*). Изредка поры бывают заполнены вторичным кальцитом или халцедоном.

Органические остатки здесь встречаются редко и, как правило, полностью доломитизированы, причем одни из них образованы более мелкими ромбоэдрами, а другие — более крупными. Там, где органических остатков много, порода переходит в разнозернистый доломит.

Химический состав рассмотренных доломитов характеризуется наличием небольшого нерастворимого остатка (< 3%) и небольшим содержанием $CaCO_3$ (0,5—5%). Количество $CaMg(CO_3)_2$ достигает 94—97,4%.

Микро- и мелкокомковатые доломиты

(Табл. XLII, *245—247* и табл. XLIII, *248—253*)

Здесь рассматриваются доломиты с отчетливо выраженной мелкокомковатой структурой, причем происхождение комочков часто бывает неясным из-за сильного вторичного изменения породы. Кроме доломитизированных сгустковых и мелкокомковатых известняков, в рассматриваемую группу пород могут попасть полностью доломитизированные разности органогенных или органогенно-обломочных известняков, в которых органические остатки утратили первичную структуру, а также известняковые песчаники, гравелиты и оолитовые породы.

Можно выделить две основные разновидности доломитов: 1) с более крупнозернистой структурой цемента по сравнению со структурой комочков и 2) с менее крупнозернистой структурой цемента.

Доломиты первой разновидности — светло-серые и серые, тонкозернистые, либо плотные, с редкими мелкими порами, либо пористые. На некоторых участках наблюдаются скопление ядер гастропод и отпечатки других органогенных остатков. Порода состоит из комочков и цемента (табл. XLII, *245*). Первые образованы микро- или очень тонкозернистым доломитом (0,005—0,015 мм) с примесью пелитоморфного карбоната. Форма комочков обычно округлая и овальная; реже здесь же наблюдаются удлиненные образования, полые внутри и представляющие собой доломитизированные остатки сифонниковых водорослей. Размеры комочков 0,1—0,2 мм, реже — 0,5 мм.

Цемент состоит из ромбоэдрических или неправильных прозрачных кристаллов доломита, размером в одних случаях — от 0,02 до 0,05 мм, в других — от 0,05 до 0,1—0,15 мм. Количество цемента невелико, причем иногда он хоть и скудный, но базальный, иногда же выполняет пространство между соприкасающимися комочками. Обычно там, где цемент более обилен, он имеет несколько более грубую структуру.

Органогенный детрит, кроме остатков сифоней, встречается исключительно редко.

Рассмотренные доломиты больше всего похожи на микрокомковатые известняки (см. стр. 51), в результате изменения которых они, вероятно, и возникли.

Кроме таких, наиболее распространенных, пород среди данной разновидности встречаются доломиты, характеризующиеся более крупным и разнообразным размером комочков; некоторые из них достигают нескольких миллиметров и имеют неправильную форму. Комочки состоят из тонкозернистого доломита, причем внутри некоторых сохранились небольшие участки пелитоморфного кальцита, чаще же от него остаются лишь тонкие периферические каемки (табл. XLII, *246*). Такие породы похожи на мелкокомковатые известняки, где местами также наблюдалась сходная перекристаллизация комочков (табл. XXXII, *187*, *189*).

Некоторые разности комковатых доломитов очень похожи на обломочные известняки, вследствие доломитизации которых они, очевидно, и возникли.

Некоторые доломиты данной разновидности отличаются сильной пористостью, вследствие того, что пространство между соприкасающимися комочками остается пустым (табл. XLII, *247*), иногда же комочки крустифицируются очень мелкими (0,015—0,025 мм) доломитовыми ромбоэдрами, образующими тонкие корочки (табл. XLIII, *248*).

При рассмотрении структуры комковатых доломитов становится очевидным, что они возникли в результате полного замещения доломитом кальцита в микро- и мелкокомковатых, а также (реже) обломочных известняках.

Во всех этих случаях доломит цемента имеет несколько большую величину кристаллов, чем в комочках или обломках, т. е. структура здесь как бы унаследуется от первичной, известняковой, где также цементирующая масса обладала большей крупностью зерен. При последующих изменениях более крупнокристаллический доломит цемента иногда удалялся и возникали высокопористые разности мелкокомковатых доломитов.

Следует отметить, что некоторые мелкокомковатые доломиты, возможно, являются не доломитами замещения, а принадлежат к седиментационным доломитам, возникшим от переработки доломитового ила илоедами. Уже указывалось (стр. 67), что в типичных седиментационных доломитах каширского типа встречаются ходы, выполненные копрогенным материалом; это дает право думать о возможности существования первичных доломитовых копрогенных пород. Однако, судя по тому, что рассмотренные отложения встречаются главным образом в разрезах, где широко развиты разнообразные доломиты замещения, а в самих комковатых доломитах часто присутствуют вторично измененные органогенные остатки, первично известковый состав которых несомненен, можно думать, что основная часть описанных пород должна быть отнесена к доломитам замещения.

Доломиты второй разновидности — светлые, часто желтоватые, некрепкие, очень пористые, причем обычно хорошо заметно, что поры имеют округлую или овальную форму. Встречаются линзовидные прослои с большим количеством ядер мелких гастропод и пелеципод. В шлифах видно, что порода состоит из комочков и цемента (табл. XLIII, *249*, *250*). Первые образованы в одних случаях неправильными и неправильно-ромбоэдрическими кристаллами доломита размером 0,075—0,1 мм, а в других случаях очень тонкозернистым (0,01—0,015 мм) доломитом. Величина комочков в разных образцах различна: от 0,2—0,5 до 1—2 мм. Форма их овальная, шарикообразная или несколько неправильная.

Цемент доломитовый, но более тонкозернистый, чем комочки; в более крупнокристаллических разностях зерна доломита равны 0,015—0,05 мм, а в более тонких — 0,01 мм. Цемент в одних участках базальный, хоть и не обильный, в других же он очень скудный (цемент выполнения пор). Кое-где комочки хорошо выделяются среди цемента только вследствие того, что они окружены каемкой из более мелких кристалликов, чем цемент и основная часть комочков (табл. XLIII, *250*). Встречаются органогенные остатки, обычно доломитизированные и сильно измененные.

Часто внутренняя часть или целиком весь комочек бывают растворены, и тогда порода становится высокопористой (табл. XLIII, *251*, *252*). В иных породах растворены как комочки, так и цемент и сохранились лишь тонкие доломитовые оболочки, инкрустировавшие прежние комочки (табл. XLIII, *253*).

Местами встречаются небольшие включения гипса или ангидрита, чаще всего приуроченные к внутренней части комочков.

Наличие среди комковатых доломитов первой разновидности зачатков перекристаллизации доломита, слагающего комочки, позволяет считать, что доломиты второй разновидности представляют продукт дальнейшего изменения пород первой разновидности.

Следует отметить, что в первом случае пористость развивается главным образом по цементу, а во втором — по комочкам, т. е. всегда в первую очередь растворяется материал более крупнокристаллический.

Доломиты с остатками органогенной структуры

(Табл. XLIV, *254—259*)

Нацело доломитизированные известняки с отчетливо сохранившейся органогенной структурой встречаются сравнительно редко, так как при ин-

тенсивной доломитизации она почти исчезает, и возникают мелко- или тонкозернистые доломиты, которые были рассмотрены ранее.

Внешне органогенные доломиты представляют собой светлую, серую или желтоватую, часто пористую породу, в которой заметны отпечатки различных органических остатков.

Порода характеризуется разнозернистой микроструктурой, зависящей от неодинаковой доломитизации различных органических остатков и цемента.

Уже указывалось, что раковины фораминифер, оболочки сифонниковых водорослей и некоторые другие скелетные остатки обычно замещаются при доломитизации более тонкозернистым доломитом, чем иглокожие. Часто о присутствии органогенного фрагмента можно судить лишь по форме участка, образованного более мелкими или более крупными кристаллами по сравнению с основной массой породы, по неясным остаткам внутренней структуры раковин, а иногда лишь по форме глауконитовых зерен, выполнявших камеры фораминиферовых раковин или других скелетных частей организмов. Лучше всего различаются органические остатки, которые по форме не похожи на другие.

Так, например, довольно хорошо сохраняется структура известняка с двинеллами (табл. XLIV, *254*, *255*), оболочки у которых обычно образованы очень мелкими доломитовыми кристаллами (0,01—0,02 мм), а внутренние полости либо представляют собой пустоты, либо заполнены мелкозернистым доломитом. Цементируются остатки водорослей более крупными (0,1—0,15 мм) ромбоэдрами. Здесь же местами попадаются пустоты от растворения фузулинидовых раковин или раковины, замещенные доломитом (табл. XLIV, *256*), а также не доломитизированные обломки коралловых скелетов и члеников криноидей. При полной доломитизации породы остатки иглокожих также замещаются $CaMg(CO_3)_2$, причем они хорошо заметны лишь в тех случаях, когда слагающие их зерна больше или меньше зерен, образующих цемент (табл. XLIV, *258*).

Наиболее разнозернистые породы возникают при доломитизации полидетритовых известняков, где одни остатки замещаются более мелкими зернами, чем цемент, а другие — более крупными. При этом сам цемент, первично обладавший неоднородной структурой, в одних случаях состоит из мелкозернистого, а в других случаях — из тонкозернистого доломита. Все это создает очень неоднородную, пятнистую породу, в которой нередко лишь слабо распознается первично органогенное строение (табл. XLIV, *257*). Иногда отчетливо различаются реликты строматолитовой структуры.

Как уже указывалось, органогенные доломиты часто характеризуются высокой пористостью (табл. XLIV, *259*), развитой главным образом по органогенным фрагментам.

Доломиты с обломочной структурой

(Табл. XLV)

В разрезах, где широко распространены различные доломиты замещения, иногда встречаются небольшие прослои мелкообломочных доломитовых брекчий или конгломератов, которые, вероятно, также представляют собой полностью доломитизированный обломочный известняк с хорошо сохранившейся первичной структурой. Однако нет полной уверенности в том, что такие породы всегда являются продуктом замещения уже сформированного обломочного известняка. Может быть, некоторые из них могли возникнуть из обломков уже полностью доломитизированного известняка и затем цементироваться материалом, позднее также замещенным доломитом. Не исключена также возможность формирования брекчий и конгломератов при разрушении седиментационных доломитов в моменты их локального выхода из-под уровня моря. Отметим лишь, что в местах широкого развития типичных хемогенных каширских доломитов обломочные доломиты нам не попадались.

Среди обломочных доломитов чаще встречаются брекчии, реже — конгломераты и гравелиты.

Первые по внешнему виду похожи на известняковые брекчии. Они состоят из угловатых, остроугольных или очень слабо окатанных мелких (до 3—4 см) обломков буроватого, реже светлого тонко- и микрозернистого крепкого доломита, как правило, сцементированных небольшим количеством доломита (табл. XLV, *260*).

Цемент чаще, чем обломки, имеет более светлую окраску, но наблюдается и обратное. Нередко в цементе заметны многочисленные очень мелкие обломки (< 1 мм).

Как и среди известняковых брекчий, здесь различаются породы с однородным и разнообразным составом обломков, причем в первых встречаются разности с обломками, слабо смещенными один относительно другого (типичные брекчии растрескивания) и с обломками, претерпевшими значительное перемещение.

Обломки, как правило, состоят из мельчайших (0,01—0,015 мм или 0,015—0,025 мм) ромбоэдрических и неправильных зерен доломита, образующих плотную однородную массу (табл. XLV, *263*, *264*), реже они образованы либо микрозернистым доломитом с рассеянными более крупными (0,03—0,05 мм) ромбоэдрами, либо тонкозернистым (0,05 мм) доломитом (табл. XLV, *265*). Иногда внутри обломков наблюдается перекристаллизованный неопределимый органогенный детрит или остатки фораминифер и иглокожих; попадаются обломки со строматолитовой структурой. Форма обломков обычно неправильная, угловатая; контуры их чаще четкие (табл. XLV, *264*), но иногда,— особенно это относится к наиболее мелким обломкам (0,2—0,3 мм),— они крайне извилисты и расплывчаты

(табл. XLV, *263, 265*), что, очевидно, связано с частичным растворением обломка во время перекристаллизации цемента (явление, наблюдавшееся и в известняковых брекчиях).

Цемент, как правило, состоит из разнозернистого доломита (табл. XLV, *265*), в котором различаются две размерности: микрозернистая (0.075—0,01 мм) и более крупнозернистая (около 0,1 мм), причем последняя представлена неправильными округлыми и несколько корродированными ромбоэдрами; изредка цемент частично (или полностью) бывает замещен ангидритом. В цементе попадаются неясные, сильно измененные органические остатки — коралловый, криноидный и иной детрит.

Встречаются очень редкие и неправильные зерна глауконита, в которых рассеяны доломитовые ромбоэдры, а также извилистые прожилки и включения глины.

В некоторых образцах наблюдаются прожилки и включения вторичного крупнокристаллического кальцита, а также ангидрита и целестина.

Из рассмотрения структуры обломков и цемента видно, что почти всегда обломки состоят из более тонкозернистой и однородной массы, чем цемент.

Однако иногда в цементе присутствует значительная примесь доломитовых зерен, имеющих меньшие размеры, чем зерна, слагающие здесь же многие обломки (табл. XLV, *265*).

Сравнение рассмотренных доломитов с доломитовыми обломочными известняками (стр. 56) показывает, что не всегда в них наблюдаются одни и те же структурные соотношения. В известняках цемент замещается более крупными кристаллами, чем обломки, что было обусловлено соответствующей структурой известняка, по которому шла доломитизация. Здесь же мы встречаем в цементе зерна меньших размеров, чем те, что образуют обломки.

Это заставляет осторожно относиться к мысли о вторичном замещении известняковой брекчии доломитом. Скорее можно предположить, что в данном случае обломки попали в осадок уже как доломитовые обломки, а затем во вновь сформированном слое происходила доломитизация цемента.

Доломитовые конгломераты (табл. XLV, *261*) и гравелиты отличаются от брекчий только своей первоначальной структурой, характер же доломитизации здесь тот же, что и в рассмотренных выше брекчиях. Это обстоятельство позволяет не останавливаться на описании данных типов обломочных доломитов.

Следует отметить, что обломочные доломиты нередко бывают сильно сульфатизованы, причем цемент замещается гипсом и ангидритом иногда почти полностью (табл. XLV, *262*), в обломках же наблюдаются лишь отдельные кристаллы или прожилки гипса и ангидрита.

Д. ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

К группе смешанных — терригенно-карбонатных пород — принадлежат известняки и доломиты с примесью силикатного терригенного материала: песка, алеврита и глины. Песчаная примесь обычно присутствует в количестве, меньшем 30%, а чаще даже менее 10%, так что такие породы следует именовать песчанистыми известняками (доломитами) или известняками (доломитами) с песком. Алевритовая примесь тоже обычно составляет менее 30% (алевритистые известняки или доломиты), хотя изредка встречаются породы с более обильной примесью (алевритовые известняки). Оба указанных типа пород встречаются на платформе редко; гораздо шире развиты глинистые известняки и доломиты (нерастворимый остаток 5—30%) и мергели (нерастворимый остаток 30—70%), однако последние в настоящей работе не рассматриваются.

Так как терригенно-карбонатные породы имеют в среднем и верхнем карбоне Русской платформы несравненно меньшее распространение, чем чистые известняки и доломиты, им уделяется значительно меньше внимания.

В зависимости от вещественного состава среди смешанных пород можно выделить следующие типы: 1) песчанистые известняки, 2) алевритистые известняки, 3) глинистые известняки, 4) песчанистые доломиты, 5) алевритистые доломиты и 6) глинистые доломиты.

ИЗВЕСТНЯКИ С ТЕРРИГЕННОЙ ПРИМЕСЬЮ

(Табл. XLVI—XLIX)

Песчаные известняки

(Табл. XLVI, *266—273*)

Песчаные известняки представлены двумя разновидностями, отличающимися как гранулометрическим составом терригенной составляющей, так и составом карбонатной части.

Песчаные известняки первой разновидности — светлые, крепкие, органогенно-детритовые, плитчатые, часто содержащие на поверхности плиток большое количество раковин брахиопод и других органических остатков. И по внешнему виду, и по микроскопическому строению они сходны с чистыми органогенно-обломочными и биоморфно-детритовыми известняками, главным образом с их несортированной и крупнообломочной разностями (табл. XLVI, *266*). Чаще всего это полидетритовые, криноидно-полидетритовые и брахиоподово-полидетритовые известняки. Реже встречаются песчаные мелкофораминиферовые породы (табл. XLVI, *267*). Напомним, что цемент этих известняков представлен крупно-, средне- и мелкокристаллическим кальцитом. Песчаная

примесь не обильна. Размер обломков в пределах одного шлифа обычно колеблется от 0,15 до 0,35, иногда до 0,50 мм (мелко- и среднезернистый песок), причем алевритовая примесь если и присутствует, то все же она очень незначительна, а глина, как правило, вообще отсутствует. В составе песчаного материала преобладают кварц и полевые шпаты (ортоклаз), в меньшем количестве обнаружены обломки кремнистых пород. Форма зерен различная, но чаще они угловатые со слабо сглаженными гранями; попадаются и хорошо окатанные зерна. Поверхность многих песчинок корродирована, и иногда можно наблюдать, что такая коррозия связана с замещением периферической части зерна кальцитом, как бы образующим на нем корочку с очень неровной внутренней поверхностью (табл. XLVI, *268, 269*). Песчинки неравномерно распределены в породе, вследствие чего в одном и том же шлифе иногда наблюдается от 7—10 до 30 зерен в поле зрения.

Встречаются прослои песчаных известняков, в которых, кроме разнообразных остатков организмов с известковым скелетом, наблюдаются многочисленные обломки косточек рыб, частично окатанных (табл. XLVI, *270*). Здесь же много глауконита как в виде гладких, овальных зерен, так и выполняющего полости раковинок, замещающего членики криноидей и т. п.; размер зерен 0,1—0,4 мм. Изредка различаются микростяжения фосфорита. Обильны гидроокислы железа в виде прожилков, неправильных стяжений и гладких овальных зерен, по размерам и форме сходных с глауконитовыми (табл. XLVI, *271*). Характерно, что некоторые зерна гидроокислов железа имеют лапчатую форму, свойственную глаукониту, а местами можно наблюдать частичный переход глауконита в гидроокислы железа. Все это заставляет предполагать, что глауконит, являющийся, как известно, минералом диагенетическим, попадал после своего образования в среду окислительную; это может свидетельствовать о некотором обмелении бассейна.

Песчаные известняки второй разновидности (табл. XLVI, *272, 273*) отличаются от рассмотренных выше прежде всего окраской и структурой. Это — темно-серые, серые или зеленоватые мелко- и тонкозернистые породы, местами с линзовидным скоплением раковинного детрита и обычно с тонкими неправильными, волнистыми прослойками темной глины. Нередко встречаются раковины брахиопод, членики криноидей и фораминиферы. Существенной частью карбонатной составляющей породы являются мелкий раковинный детрит или шлам и раковники примитивных фораминифер, обычно сцементированные тонко- и мелкозернистым (0,0075—0,2 мм) кальцитом; в некоторых образцах преобладают органические остатки, в других — пелитоморфный карбонат кальция (0,003—0,01 мм), в массе которого рассеяно то или иное количество мелкого органогенного детрита. Нетрудно видеть, что по структуре основной составляющей эти породы похожи на некоторые разности чистых известняков, а именно — мелкообломочные полидетритовые, фораминиферово-полидетритовые и шламово-микрозернистые.

Терригенная примесь в таких породах более обильна, чем в известняках первой разновидности, и обычно изменяется в пределах от 15 до 35%, достигая и 50%, так что известняки этой разновидности связаны постепенным переходом с песчаниками и алевролитами. Вместе с тем размер зерен здесь, как правило, мельче, а сортировка материала неизмеримо хуже. Песок представлен мелкозернистой фракцией (0,1—0,2 мм), вместе с ним всегда присутствует значительное количество алеврита (0,04—0,1 мм), а в более тонкозернистых разностях — и глины. Состав обломков довольно разнообразен; судя по шлифам и некоторому количеству минералогических анализов, преобладают кварц, кремнистые обломки и полевые шпаты, причем последние нередко сильно выветрелые; в некоторых образцах довольно много слюды. В тяжелой фракции наиболее распространены непрозрачные рудные минералы (ильменит и магнетит), гранат, циркон и турмалин. Вообще же содержание минералов тяжелой фракции, если исключить из рассмотрения диагенетический пирит, совершенно незначительно. Форма обломков преимущественно угловатая и полуокатанная, а поверхность часто неровная, причем местами видно, что это связано с коррозией обломков, по-видимому, происшедшей уже в осадке или породе.

Для более тонкозернистых разностей рассматриваемых известняков характерно присутствие тончайших извилистых и прерывающихся пленочек органического вещества, по-видимому, связанного с глинистым материалом (табл. XLVI, *272*). К таким пленочкам всегда приурочена тонкая пиритовая пыль. В более грубых разностях органическое вещество незаметно, а пирит образует очень мелкие рассеянные агрегаты (0,04—0,15 мм), нередко сосредоточенные на поверхности и внутри органических остатков (табл. XLVI, *273*).

Характерно присутствие мелких (0,05—0,15 мм) округлых и овальных зерен глауконита с гладкой поверхностью; иногда можно наблюдать растрескивание таких зерен и возникновение «лопастного» глауконита. Кроме того, глауконит встречается внутри органических остатков, выполняя камеры в раковинках фораминифер, пустоты внутри игол брахиопод и замещая обломки скелетных частей иглокожих. В более тонкозернистых и глинистых разностях песчаных известняков рассматриваемый минерал попадается редко, но в более грубых известняках его много.

Текстура породы в одних случаях беспорядочная, в других,— где много плоского детрита,— слоеватая, а в третьих, где встречаются глинистые прослойки и примазки, она микрослоистая.

Песчаные известняки приурочены к некоторым пачкам верейского горизонта, очень редко встре-

чаясь в других стратиграфических подразделениях среднего и верхнего карбона. Мощность песчаных известняков обычно невелика (2,5, реже 25—30 см), причем они чередуются с глинами, мергелями и небольшими прослоями песчаников и алевритов. Светлые песчаные известняки (первая разновидность) встречаются главным образом в западной части платформы и связаны с более мелководными фациями, чем темные песчаные известняки (вторая разновидность), которые приурочены к более восточным районам (Поволжье).

Алевритовые известняки

(Табл. XLVII, *274—278*)

Среди алевритовых известняков можно выделить три разновидности, отличающиеся как внешним видом, так и структурой. К первой разновидности относятся светлые или красноватые алевритовые известняки с гидроокислами железа, ко второй — серые, преимущественно крупноалевритовые мелкодетритовые известняки с глауконитом и пиритом, к третьей — серые, зеленоватые и темно-серые тонкозернистые мелкоалевритовые известняки с примесью глины, примазками органического вещества и пиритом.

Известняки первой разновидности — светлые или красноватые, крепкие, плитчатые (1—15 см), со сверкающим изломом. На поверхности плиток часто наблюдается скопление раковин брахиопод. Иногда поверхности плиток покрыты асимметричными знаками ряби или следами ползанья червей.

Известняки эти (табл. XLVII, *274*) весьма сходны с некоторыми разностями чистых известняков, чаще всего с несортированными брахиоподово-полидетритовыми или различными мелкообломочными известняками. Можно лишь отметить, что в алевритовых аналогах этих пород чаще встречаются створки остракод.

Цемент, как правило, образован перекристаллизованным мелко- и среднезернистым кальцитом.

Терригенный материал составляет обычно от 5 до 15% породы и представлен в основном алевритом, вследствие чего породу следует именовать алевритистым известняком или известняком с алевритом. Главная масса зерен принадлежит к крупной фракции алеврита (0,05—0,1 мм), и лишь в незначительном количестве здесь присутствуют мелкий алеврит (0,03—0,05 мм) и песок (0,15 мм); глинистое вещество, если и встречается, то в совершенно незначительном количестве.

Состав обломков близок к составу обломков в песчаных известняках первой разновидности, только здесь почти отсутствуют кремнистые породы и больше слюды. Зерна обычно слабо окатаны, хотя попадаются и хорошо окатанные обломки. Поверхность некоторых зерен слабо корродирована. Иногда наблюдаются мелкие (0,04—0,1 мм) зерна глауконита и очень редко — микроскопические стяжения фосфорита. Обычно в породе много гидроокислов железа, пропитывающих отдельные органогенные фрагменты или покрывающих поверхности раковин.

Текстура породы слоеватая, реже контрузивная, вероятно, в связи с деятельностью роющих животных.

Известняки второй разновидности — серые, реже зеленовато-серые, тонкозернистые или мелкозернистые, довольно крепкие. Они представляют собой чаще всего мелкофораминиферовый (более тонкие его разновидности) или фораминиферово-полидетритовый известняк (табл. XLVII, *275*), сходный по структуре и текстуре с его чистыми разностями; реже встречаются алевритовые донецелловые (табл. XLVII, *276*) и полидетритовые известняки; в последних на плоскостях напластования иногда наблюдается скопление раковин брахиопод и остатков мшанок (табл. XLVII, *277*).

Обломочная часть в таких известняках местами составляет 5—10% породы, а кое-где достигает 50%, так что они связаны постепенным переходом с известковыми алевролитами и среди них присутствуют как алевритистые, так и алевритовые разности. В обломочном материале преобладает крупный алеврит, вместе с которым присутствует небольшое количество мелкозернистого песка и мелкого алеврита; глинистая примесь, как правило, незначительна. Минералогический состав зерен близок к составу песчанистых известняков второй разновидности, только количество обломков пород здесь становится незначительным; соответственно возрастает и роль кварца. Форма обломков угловатая, слабоокатанная, поверхность часто мелкокорродированная.

Характерно присутствие FeS_2 и в некоторых образцах — наличие тонких пленочек органического вещества, чем данные породы резко отличаются от алевритистых известняков первой разновидности, где железо присутствует в виде окисных соединений. Сернистое железо здесь наблюдается постоянно в виде редко рассеянных мельчайших зернышек (0,005 мм) и небольших агрегатов (0,05—0,15 мм) неправильной, реже шаровидной формы. Скопления его приурочены главным образом к органогенным фрагментам и местами — к зернам глауконита.

Часто наблюдается глауконит — как в виде самостоятельных зерен (0,05—0,15 мм), так и внутри органических остатков. Исключительно редко попадаются микростяжения (до 0,5 мм) фосфорита.

Текстура породы либо беспорядочная, либо слоеватая (однообразное расположение плоского детрита), либо микрослоистая (прослоечки органического вещества).

Известняки третьей разновидности — темно-серые, реже — зеленовато-серые, тонкозернистые, с шероховатым изломом, часто с тонкими неправильными прослойками темной глины.

Встречаются скопления раковин брахиопод и члеников криноидей. От рассмотренных выше пород они уже по внешнему виду отличаются более темной окраской и более тонкозернистой структурой.

Изучение шлифов показывает (табл. XLVII, *278*), что основная масса известняков образована микрозернистым (< 0,01 мм) кальцитом, лишь местами перекристаллизованным в более крупные (до 0,05 мм) кристаллы. Всегда присутствует органогенный шлам или в более грубых разностях — мелкий детрит, сравнительно редко, однако, составляющий более 50% породы, что является еще одним отличием от рассмотренных выше известняков. Среди органических остатков много неопределимого детрита, раковинок примитивных фораминифер, часто превращенных в сгустки, кроме того, иногда встречаются перекристаллизованные остатки, похожие на спикулы губок.

Нередко присутствует фюзенизированный и витренизированный мелкий растительный детрит, приуроченный к более тонким, глинистым разностям алевритистых известняков.

Терригенный материал необилен, лишь местами его много (около 50% породы). Слагается он уже в основном не крупным, а мелким алевритом, причем, как всегда в таких случаях, наблюдаются и более грубые, и более тонкие разности. В первых преобладают зерна размером 0,04—0,05 мм, во-вторых подавляющая часть обломков имеет меньшие размеры (0,02—0,03 мм); там, где порода грубее, присутствует небольшое количество крупного алеврита, а там, где она тоньше, содержится примесь глины, причем в некоторых образцах она настолько обильна, что породу следует определять как глинисто-алевритовый известняк. Такие разности намечают переход от алевритовых известняков к глинистым. Минералогический состав алевритовой фракции и форма обломков те же, что и в рассмотренных выше породах.

Постоянно присутствует то или иное количество FeS_2, как рассеянного, так и образующего мелкие агрегаты, главным образом связанные с органогенными фрагментами. В тонкозернистых разностях наблюдаются тонкие, извилистые примазки органического вещества. Много реже, чем в крупноалевритистых известняках, здесь встречаются зерна глауконита.

Текстура породы слоеватая или беспорядочная.

Алевритовые известняки, как и песчаные, приурочены главным образом к верейскому горизонту, реже встречаясь в других стратиграфических подразделениях. Породы первой разновидности развиты в западной части платформы, где они наблюдаются в виде небольших прослоев в тех же пачках, что и песчаные известняки, с которыми они связаны постепенным переходом. Алевритовые известняки второй и третьей разновидностей распространены в более восточной части платформы, где они также образуют небольшие прослои, переслаивающиеся с темными, нередко черными глинами и глинистыми известняками. Эти две разновидности пород в структурном отношении связаны постепенными переходами одна с другой и с песчанистыми известняками второй разновидности.

Глинистые известняки

(Табл. XLVIII, *279—285*)

Среди глинистых известняков отчетливо выделяются две разновидности: пестроцветная и темная.

Пестроцветные известняки (табл. XLVIII, *279—281*) — лиловато-серые и розовые, с зеленоватыми прослоями и пятнами или зеленые, некрепкие, микрослоистые, местами с довольно многочисленными остатками фауны (раковинами брахиопод, стеблями морских лилий, мшанками).

Порода образована микрозернистым карбонатом кальция (0,003—0,01 мм), иногда с примесью более крупных зерен кальцита (0,035 мм) или ромбоэдров доломита (до 0,02 мм), причем первые, судя по форме, возможно, представляют собой наиболее тонкую фракцию раковинного шлама.

Терригенный материал представлен глинистым веществом, в шлифах обычно плохо различимым. Химические анализы показывают в различных образцах такой породы различное содержание нерастворимого остатка, а именно от 5—10% до 30%; таким образом, здесь встречаются и слабо, и сильно глинистые известняки.

В некоторых шлифах наблюдается небольшая примесь мелкого алеврита (табл. XLVIII, *279*), хотя чаще он отсутствует.

Органические остатки иногда представлены только обильным или скудным тонким раковинным шламом, а иногда, кроме того, рассеянными более крупными остатками брахиопод, криноидей, мшанок, фораминифер и т. д. (табл. XLVIII, *281*).

Характерно присутствие гидроокислов железа, наблюдающихся как в виде тонко и неравномерно рассеянной пыли, так и в виде мелких неправильных стяжений (до 0,5 мм), тонких ветвящихся примазок, и реже в виде вертикальных и наклонных прожилок (табл. XLVIII, *280*); кроме того, железо часто концентрируется на поверхности и внутри раковинных фрагментов, что подчеркивает его большую подвижность в осадке. Данные анализов показывают, что содержание Fe_2O_3 находится в прямой связи с содержанием глинистого вещества, изменяясь от 0,5% в слабо глинистых разностях до 2,5—3% в сильно глинистых. Отметим, что в мергелях содержание Fe_2O_3 возрастает до 4,5%, а в глинах — до 8—10%, редко 17%. Вместе с увеличением количества Fe_2O_3 породы интенсивнее окрашиваются в красный цвет. В шлифах из некоторых зеленых разностей слабо глинистых известняков гидроокислы железа почти не заметны.

Текстура породы, как правило, слоеватая или микрослоистая, реже контрузивная.

Темноцветные глинистые известняки (табл. XLVIII, *282—285*) — серые и темно-серые с коричневатым, бурым или зеленоватым оттенком, иногда тонкополосчатые вследствие чередования темных — более глинистых — и относительно светлых — более карбонатных — прослоек, тонко- и мелкозернистые, местами с многочисленными остатками фауны (криноидеи, фузулиниды, брахиоподы, мшанки). При ударе образцы иногда пахнут сероводородом.

Породы обычно состоят из микрозернистого кальцита (0,0035—0,005 мм), в котором рассеяно то небольшое, а то и значительное количество очень мелких (0,01—0,02 мм, реже до 0,05 мм) ромбоэдров доломита.

Всегда присутствуют органические остатки в виде раковинного и растительного детрита. Первый в некоторых, более тонкозернистых, разностях представлен сравнительно небольшим количеством шлама (табл. XLVIII, *282*), в других разностях его больше, и вместе с ним появляются отдельные относительно крупные фрагменты (0,2—0,75 мм). Наконец встречаются и такие породы, где основной составляющей является уже не микрозернистый карбонат кальция, а разнообразный мелкий детрит (0,2—0,5 мм) с примесью довольно крупных (0,75—2 мм) фрагментов — раковин фузулинид, члеников криноидей, обломков раковин брахиопод и т. д. (табл. XLVIII, *285*). Кроме того, как уже указывалось, в глинистых известняках много плоских витренизированных растительных остатков (0,1—1,5 мм), особенно многочисленных в более тонкозернистых разностях, сильнее обогащенных глинистым веществом (табл. XLVIII, *282—284*).

Терригенный материал представлен глиной, вместе с которой присутствует небольшое количество алеврита. Нерастворимый остаток составляет от 5—10% до 30% породы, так что здесь наблюдаются все переходы от чистых известняков к мергелям. Следует отметить, что как глина, так и алеврит в некоторых образцах обогащают известняк неравномерно, будучи приурочены к тонким прослоечкам, вследствие чего данные химических и минералогических анализов не вполне соответствуют наблюдениям в шлифах. Так, например, слабо глинистый известняк с тонкими прослойками алевритистой глины может по данным анализов соответствовать мергелю. Глинистое вещество, согласно исследованию М. А. Ратеева, состоит преимущественно из гидрослюд с примесью бейделлита —монтмориллонита и реже — каолинита. В алевритовой фракции преобладают кварц и слюда; в меньшем количестве присутствуют зерна полевых шпатов, преимущественно выветрелые. Алеврита больше в относительно грубых разностях известняков, обогащенных органогенным детритом (табл. XLVIII, *285*).

В породе всегда присутствует FeS_2, то редко рассеянное в виде очень мелких зерен ($< 0{,}02$ мм), то образующее неправильные агрегаты (до 0,5 мм) и небольшие прожилки; распределено оно крайне неравномерно, пятнисто,— чаще всего им обогащены относительно грубые участки и прослои с повышенным содержанием алеврита и мелкого детрита.

Глинистые известняки характеризуются небольшим содержанием органического вещества, находящегося в прямой зависимости от содержания глины, которую они окрашивают в коричневатый цвет.

Текстура породы чаще всего слоеватая и микрослоистая, причем последнее обстоятельство связано с чередованием прослоек более тонкозернистых и глинистых и более грубых, обогащенных алевритом и раковинным детритом (табл. XLVIII, *283*). Нередко детрит образует линзовидные скопления, что влияет на характер слоистости, делая ее менее правильной; кроме того, в детритовых разностях рассматриваемых известняков органическое вещество и глина образуют тончайшие мелкоизвилистые, расщепляющиеся и прерывающиеся прослоечки и примазки, по которым местами развиваются стилолитовые швы. Сравнительно редко наблюдается беспорядочная и взрыхленная текстура (табл. XLVIII, *285*), причем в последнем случае иногда в породе присутствуют копролиты.

Глинистые известняки обеих разновидностей встречаются среди рассматриваемых пород много чаще, чем алевритистые и особенно песчанистые разности. Если последние приурочены преимущественно к верейскому горизонту, то первые развиты во всем разрезе среднего и верхнего карбона, где, чередуясь с глинами, мергелями и органогенными (биоморфно-детритовыми и детритовыми) известняками, образуют пачки небольшой мощности (1—5 м), резко выделяющиеся среди чисто карбонатного разреза.

Пестроцветные глинистые известняки, так же как и соответствующие алевритовые известняки, распространены в западной и северной частях платформы, а темноцветные глинистые известняки приурочены к ее восточным и юго-восточным районам. Нетрудно заметить, что основными отличиями этих известняков являются различное содержание в них органического вещества и различные минералогические формы присутствующего железа. В первом случае органическое вещество практически отсутствует и железо представлено окисной формой, а во втором случае вместе с обилием растительного детрита и органического вещества появляется большое количество пирита. Очевидно, отсутствие или незначительное содержание органических соединений определяло относительно высокое значение Eh иловых вод, вследствие чего редукции железа, вносимого в водоем в виде гидроокислов, не происходило; наоборот, обилие органического вещества в илу обусловливало восстановительную среду и приводило к восстановлению железа до стадии FeS_2.

Интересным фактором является отсутствие или исключительно редкое нахождение в глинистых известняках глауконита, который, как было показано, весьма обилен в алевритовых и песчаных известняках. Очевидно, в глинистых илах возникновению глауконита препятствовали низкие значения Eh, в алевритовых же осадках, где органического вещества было меньше, иногда существовали возможности для формирования этого минерала.

ДОЛОМИТЫ С ТЕРРИГЕННОЙ ПРИМЕСЬЮ

(Табл. XLIX, *286—290*)

Песчаные доломиты

(Табл. XLIX, *286*)

Этот тип пород попадается среди рассматриваемых отложений редко. Внешне он сходен с песчаными известняками первой разновидности и встречается с ними в одних пачках.

В шлифах (табл. XLIX, *286*) видно, что породы состоят из тонко- и неравномерно-зернистой массы ромбоэдров доломита (0,015—0,05 мм), в которой рассеяно небольшое количество органических остатков плохой сохранности. Иногда о их былом присутствии можно судить только по форме глауконитового включения, замещающего скелетный остаток или заполняющего раковину. Хорошую сохранность здесь имеют только косточки рыб. Так же как и песчаные известняки (см. стр. 73), рассматриваемые породы иногда содержат зерна глауконита и сходные по размеру и форме зерна гидроокислов железа; последние образуют также стяжения и прожилки. Терригенная примесь та же, что в сходных известняках.

Алевритовые доломиты

(Табл. XLIX, *287*, *288*)

Среди алевритовых доломитов, имеющих весьма небольшое распространение в рассматриваемых отложениях, можно выделить две разновидности: пестроцветную и темноцветную.

Пестроцветные алевритовые доломиты — розоватые, лиловые или зеленые, иногда пятнистые, тонкозернистые, не очень крепкие, с редкими отпечатками фауны. Состоят они из очень мелких (0,01—0,035 мм) ромбоэдров доломита и содержат ту или иную, иногда весьма значительную, примесь алеврита (табл. XLIX, *287*). Последний чаще представлен мелкой (< 0,05 мм) разностью, реже — крупной (до 0,075 мм). Состоит он главным образом из угловатых и слабоокатанных зерен кварца и чешуек слюды, причем последних больше в мелкоалевритовых доломитах.

Темноцветные алевритовые доломиты — тонкозернистые с остатками фауны (криноидей, брахиопод). Эти породы сходны с темноцветными алевритовыми известняками, отличаясь тем, что большая часть микрозернистого кальцита (или почти весь он) замещена в них очень мелкими (0,015—0,075 мм) ромбоэдрами доломита (табл. XLIX, *288*). Очевидно, такие породы являются продуктом вторичного (диагенетического) изменения алевритовых известняков.

Распространены они нешироко и встречаются там же, где темноцветные алевритовые известняки.

Глинистые доломиты

(Табл. XLIX, *289*, *290*)

Глинистые доломиты встречаются значительно чаще алевритовых. Так же как и среди последних, здесь можно выделить две основные разновидности: пестроцветную и темноцветную, причем и в разрезах, и структурно они связаны постепенными переходами с соответствующими разновидностями алевритовых доломитов.

Пестроцветные глинистые доломиты обычно красные, различных оттенков — от темного до светлого, с прослоями и причудливыми, резко очерченными пятнами голубоватого и зеленого цвета, некрепкие, тонкозернистые; реже встречаются светлые, желтоватые породы.

Изучение шлифов показало, что среди рассматриваемых доломитов выделяются две разновидности: микро- и тонкозернистая.

Доломиты микрозернистые образованы ромбоэдрическими или округленными кристаллами размером иногда < 0,01 мм, а иногда 0,01—0,015 мм. Почти всегда наряду с такими мелкими кристаллами присутствуют редко рассеянные более крупные ромбоэдры (до 0,03 мм). Глинистое вещество содержится иногда в небольшом количестве, порой же его довольно много. Изредка наблюдается небольшая примесь мелкого алеврита (кварц, слюда). Обычно присутствуют гидроокислы железа, то рассеянные в виде тонкой пыли, то образующие небольшие стяжения и прожилки (табл. XLIX, *289*). В зеленых прослойках и пятнах зернышки гидроокислов железа рассеяны редко.

Доломиты тонкозернистые образованы более крупными (0,025—0,04 или 0,04—0,075 мм) ромбоэдрами, иногда содержащими включения гидроокислов железа или неправильно-округлые ядра доломита, представляющие собой корродированные ромбоэдры. Кристаллы доломита в одних шлифах правильные и свежие, в других же они сильно изъедены.

Глинистое вещество в различных образцах содержится в различных количествах: распределено оно, как правило, весьма неравномерно (табл. XLIX, *290*), вследствие чего на одних участках доломитовые ромбоэдры рассеяны среди глины, а в других образуют довольно плотные агрегаты, окруженные тонкими глинистыми пленками. Такое неравномерное распределение различных компонентов указывает на значительное вторичное перераспределение материала в осадке. В небольшом

количестве присутствует мелкий алеврит, главным образом в виде чешуек слюды и зерен кварца. Попадаются сильно измененные, полностью доломитизированные органогенные остатки. Часто обильны гидроокислы железа, неравномерно рассеянные в породе в виде тончайшей пыли и образующие неправильные прожилки и скопления; в зеленых прослойках и пятнах они почти отсутствуют.

Текстура породы беспорядочная.

Обе рассмотренные разновидности доломита — микро- и тонкозернистая — встречаются в одних и тех же разрезах, причем породы первой из них менее глинисты. Вероятно, вторая разновидность появилась за счет вторичных изменений пород, сходных с доломитами первой разновидности. Изменения выразились в перекристаллизации и увеличении размеров доломитовых кристаллов, а также в перемещении их среди глинистой массы, что обусловило крайне неравномерное распределение этих двух компонентов.

Описанные доломиты развиты в западной части платформы, где встречаются главным образом в верейском, каширском и касимовском горизонтах. Постепенным переходом эти породы связаны, во-первых, с чистыми микро- и тонкозернистыми доломитами (см. стр. 67-68), во-вторых, с пестроцветными алевритовыми доломитами и, очевидно, возникли в близких с ними фациальных условиях.

Темноцветные глинистые доломиты — серые — от светлых до темных, иногда зеленовато-серые, тонко- и мелкозернистые, с примазками темной и зеленой глины. Состоят они из очень мелких ромбоэдров доломита, причем в одних случаях резко преобладают очень мелкие кристаллы одной и той же величины (0,015—0,02 мм), а в других наряду с ними много и более крупных (0,02—0,07 мм). В небольшом количестве присутствует микрозернистый (<0,01 мм) кальцит. Попадаются мелкий раковинный шлам и витренизированные остатки растительной ткани. Глинистое вещество, как правило, содержится в небольшом количестве (5—10%), хотя иногда достигает 20—22%. Редко и в незначительном количестве присутствует алеврит.

И по внешнему виду, и по структуре рассматриваемые породы очень похожи на темноцветные разности глинистых известняков (см. стр. 76), но отличаются от них сильной, иногда почти полной доломитизацией основной массы породы.

Описанные доломиты встречаются только в восточной части платформы, где они присутствуют в небольшом количестве и притом только в тех разрезах, где вообще широко развита доломитизация пород (например, в Пилюгино). Вероятно, они являются продуктом вторичной (диагенетической) доломитизации глинистых известняков, так как имеются все переходы от глинистого известняка к глинистому доломиту.

Приведенная характеристика карбонатных пород показывает, что они представлены чрезвычайно разнообразно. Такое разнообразие определяется прежде всего богатством и разнообразием органических форм, населявших бассейн, и гидродинамическим фактором, осуществлявшим в огромном масштабе рассортировку материала или механическую дифференциацию. Кроме того, на облик осадков оказывали влияние неравномерное поступление терригенного материала и вторичные изменения, особенно перераспределение магния, что приводило к появлению доломитов замещения, отличающихся весьма разнообразной структурой.

Если оставить пока в стороне вторичные изменения, которым посвящена следующая глава, и рассмотреть лишь известняки, то нетрудно убедиться в том, что при всем их многообразии они укладываются в общую, довольно простую схему образования осадков, определяемую жизнедеятельностью организмов, поступлением терригенного материала и гидродинамикой среди отложения.

Органические остатки, представленные скелетами и раковинами морских беспозвоночных, преимущественно бентосных, и известьвыделяющих водорослей, тяготеют к периферическим и относительно мелководным частям бассейна, т. е. к местам, где организмы получают больше света и питательных веществ. При этом более крупные и приспособленные к обитанию в зонах прибоя и сильных волнений формы занимают более высокие участки на профиле морского дна, в то время как другие располагаются ниже (в схеме — чем мельче формы, тем глубже лежит ареал их основного обитания). Существует также довольно ясно выраженная тенденция к расселению, рассредоточению прикрепляющихся и свободно передвигающихся бентосных форм, так как для большей части первых необходим достаточно твердый грунт, а вторые могут обитать и на мягком илистом дне. Поэтому одни биотопы располагаются преимущественно выше «иловой линии», другие — ниже ее.

Таким образом, в каждом богато населенном бассейне, где организмы являются существенным поставщиком осадочного материала, имеет место первичная, биологическая причина разнообразия пород по структуре и составу. И если в общем виде, как и в случае распределения терригенного материала, здесь наблюдается тенденция к уменьшению размера раковин в глубь моря, то выражена она менее отчетливо и имеет много исключений: часто на той или иной глубине появляются органогенные отложения с размерами фрагментов, во много раз превышающими размеры частиц, которые должны здесь отлагаться по правилу механической дифференциации. Иначе говоря, органическая жизнь нарушает это правило, как бы затрудняя механическое разделение вещества, препятствуя ему. Если источник терригенного материала в бассейне всегда расположен у берега, откуда и начинается его разнос, то источник органогенного ма-

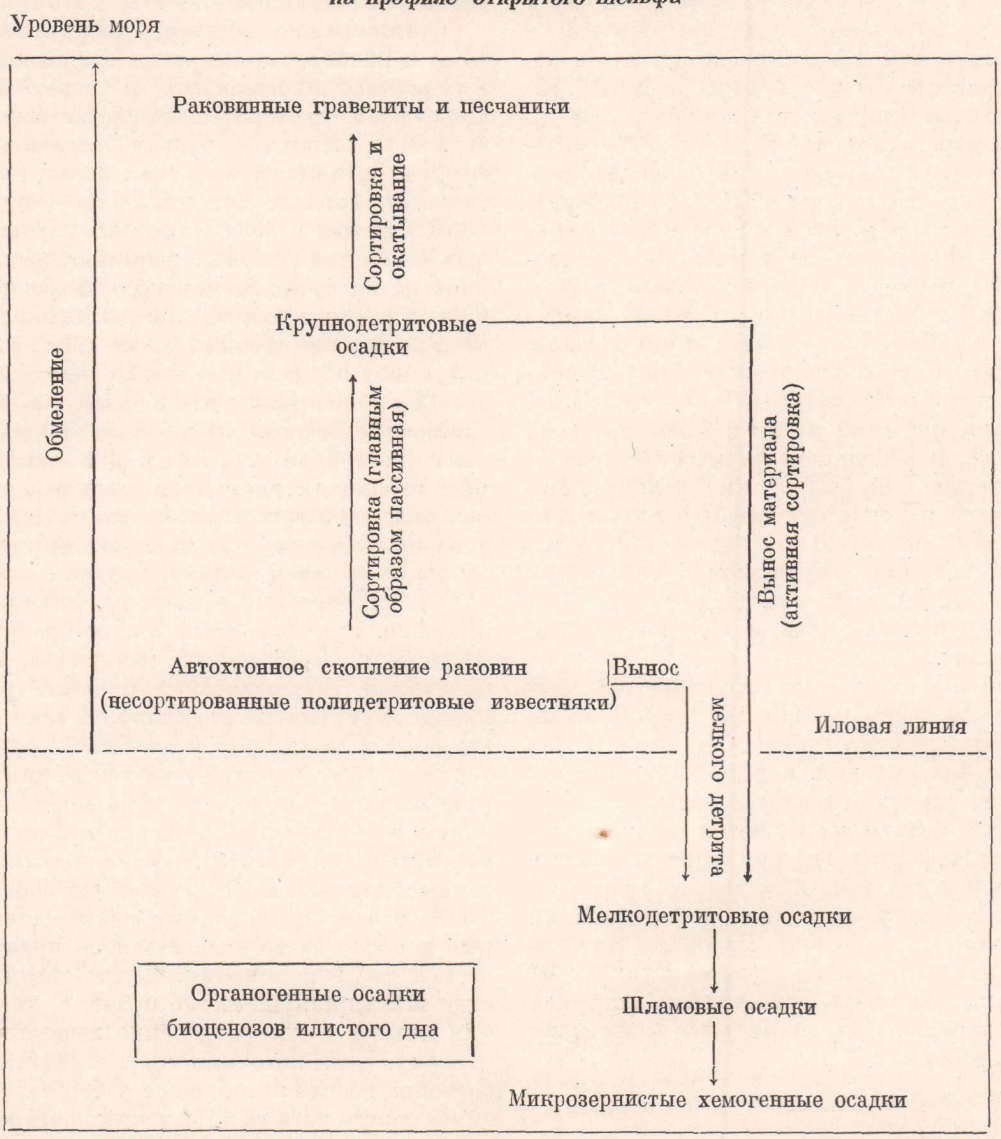
териала охватывает обширную площадь, и здесь разнос материала хоть и происходит по тем же законам, но осуществляется далеко не полно.

Очень схематично в каменноугольном бассейне можно наметить две группы биотопов — биотопы относительно твердого дна, расположенные выше иловой поверхности, и биотопы илистого дна, лежащие ниже ее. Первые были населены эхинодермами (главным образом криноидеями), брахиоподами и мшанками, определявшими основной облик биоценозов, а также фораминиферами, а иногда и колониальными кораллами или водорослями. Вторые характеризовались фораминиферами (фузулинидами и мелкими формами), пелециподами, гастроподами и некоторыми водорослями (сифонеи).

Первые биотопы, лежавшие в области с повышенной гидродинамический активностью у дна, являлись поставщиками огромного количества органогенного детрита; как было показано выше, первоначально он формировался не столько механическим, сколько биогенным путем, но, появившись, разносился уже в зависимости от размера и формы частиц по закону механической седиментации. Так были сформированы крупнодетритовые, мелкодетритовые и шламовые известняки, представляющие в структурном отношении непрерывный ряд. Одним из членов этого ряда являются несортированные известняки, где в силу особых причин дифференциация обломков осуществлялась слабо и где первоначальный состав животных организмов запечатлелся в наименее измененном виде.

Другим членом этого ряда являются раковинные известняковые песчаники, формировавшиеся

Схема формирования различных органогенно-обломочных известняков на профиле открытого шельфа



в особенно мелководных условиях, где детрит не только сортировался, но и окатывался (зона прибоя). На формирование детритовых отложений большое влияние оказывали колебания уровня моря. При значительном обмелении богато населенного участка он попадал в условия, где энергично осуществлялся вынос мелких фрагментов (пассивная сортировка), и таким путем возникали крупнодетритовые осадки или раковинные пески. При повышении уровня моря такой участок мог попасть в условия, при которых вынос мелкого детрита не происходил и где сохранялся первичный облик отложений.

Ниже приводится схема формирования различных типов органогенно-обломочных пород. Следует отметить, что крайний член этой схемы — шламовые известняки — связан в структурном отношении постепенным переходом с микрозернистыми хемогенными известняками.

Такая схема отражает образование осадков на открытом шельфе, где располагаются биотопы первой из указанных выше групп, т. е. биотопы относительно твердого дна.

Биотопы второй группы, связанные с илистым дном, т. е. располагающиеся ниже «иловой линии», бывают сосредоточены, во-первых, в относительно глубокой части бассейна и, во-вторых, на мелководье, но там, где вследствие обилия островов и отмелей появляются тиховодные участки. В первом и особенно во втором случаях на илистом грунте местами появляется обильное население и скелеты организмов становятся основной частью осадков. Особенно выделяются здесь фузулинидовые, мелкофораминиферовые, пелециподово-гастроподовые и водорослевые (сифонеи) биоценозы. При обмелении таких участков илистый материал и часть мелких органогенных фрагментов удаляется и возникают ракушняки (например, фузулинидовые), которые при соответствующих условиях дают материал для формирования раковинных песков. Фациально такие отложения связаны с микрозернистыми хемогенными осадками. Кроме того, область илистых грунтов иногда бывает богато населена илоедами, перерабатывающими значительную часть ила в копрогенный материал. Копрогенные отложения постепенно переходят в некоторые раковинные осадки (например, в пелециподово-гастроподовые) и структурно бывают связаны с ними постепенными переходами.

Таким образом, биотопы илистых грунтов дают материал для органогенных отложений, несколько отличающихся от тех, которые возникают из материала, поставляемого биотопами первой группы,— эти отложения отличаются как составом органических остатков, так и их сохранностью. Характерно, что почти все разности детритово-биоморфных пород связаны именно с биотопами илистых грунтов.

В то же время между обеими группами органогенных осадков нет непроходимой грани, и существуют отложения, состоящие из смеси материала обоих биотопов.

Разнообразие известняков усугубляется еще и тем, что временами возрастает принос обломочного материала, который, распределяясь по законам механической седиментации, дает новые типы смешанных терригенно-карбонатных пород. Песчаный материал обычно отлагается там же, где и органогенный детрит, алеврит — там, где оседают мелкий детрит и шлам, а глина — вместе с микрозернистым карбонатом кальция. Последний осаждался по всей площади бассейна, но накапливался он лишь ниже «иловой линии», т. е. на отмелых, тиховодных участках в периферической части бассейна и в его внутренней области.

Итак, в конечном счете, в первую очередь гидродинамический режим прямо или косвенно определял первичную структуру известняков. Законы механической седиментации были основной причиной дифференциации обломочного, хемогенного и органогенного материала; они же существенно влияли и на расселение органических форм.

V. НЕКОТОРЫЕ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Каменноугольным породам Русской платформы, как и всем карбонатным породам, свойственны постседиментационные изменения, иногда существенно сказывающиеся на их облике, составе и качестве как промышленного сырья. К таким изменениям относятся:

— доломитизация;
— раздоломичивание;
— кальцитизация;
— окремнение;
— сульфатизация.

Кроме того, в рассматриваемых породах присутствуют второстепенные, непородообразующие минералы, из которых одни тоже претерпели характерные преобразования в процессе изменения осадков (железистые минералы), а другие были привнесены в породу во время ее вторичных изменений (флюорит).

Ниже дается краткая характеристика наиболее распространенных вторичных изменений пород и встречающихся в них минералов.

А. ДОЛОМИТИЗАЦИЯ

Доломитизация, как это видно из раздела, посвященного описанию пород,— явление, чрезвычайно широко развитое в карбоне Русской платформы. Все доломитовые породы, за исключением седиментационных доломитов каширского типа, сформировались — в том виде, в каком мы их сейчас наблюдаем,— в результате замещения доломитом кальцита, т. е. эти породы являются продуктом метасоматического изменения известняковых отложений. Такое заключение вытекает из изучения особенностей состава, структуры и условий залегания доломитовых пород.

Среди последних, как было показано, распространены те же типы пород, которые встречаются и среди магнезиально-чистых известняков (обломочные, органогенные, хемогенные).

Между известняками и доломитами существует большое количество переходных типов, состоящих из кальцита и доломита в разных пропорциях. Доломитизация обычно протекала неравномерно, выборочно, как бы «приспосабливаясь» к структуре известняка. В микро- и криптокристаллических однородных известняках возникали многочисленные, обычно правильные ромбоэдры, в одних случаях более мелкие (0,025—0,035 мм), в других — более крупные (до 0,1—0,2, редко 0,5 мм); однако всегда размеры доломитовых зерен намного крупнее кальцитовых (табл. XXIX, *169—172*). При сильной доломитизации таких пород появлялись тонкозернистые, довольно однородные доломиты.

Для известняков обломочных и органогенных, состоящих из различных фрагментов, сцементированных кальцитом, характерна более неравномерная доломитизация. В первую очередь доломит появлялся среди микро- и тонкозернистого кальцитового цемента, затем начинали доломитизироваться раковины фораминифер, состоящие из микрозернистого карбоната кальция, и лишь при сильной доломитизации происходило замещение скелетных остатков иглокожих, брахиопод, кораллов и др.

Обычно размеры доломитовых ромбоэдров в грубозернистых известняках крупнее, чем в тонкозернистых. Органогенные фрагменты и мелкокомковатый материал в одних случаях замещались более крупными кристаллами, чем цемент (табл. XXXI, *182;* табл. XL, *233*), а в других случаях — более мелкими (табл. XL, *232;* табл. XLIV, *254, 256*).

Состав доломитовых пород, как указывалось выше, чрезвычайно неоднороден, и среди образцов с принципиально сходной структурой можно найти и слабо- и сильнодоломитовые разности.

Подобные доломиты и доломитовые известняки на площади и в разрезе быстро переходят в менее

доломитовые разности или даже в магнезиально-чистые известняки. Таким образом, как это отчетливо было установлено Н. М. Страховым на Самарской Луке, фактически доломитовые породы имеют форму расплывчатых тел причудливой или линзовидной формы. Эти тела могут иметь очень крупные размеры, и в пределах одного небольшого обнажения их форма не всегда может быть определена. Внутри таких тел наблюдается необычная изменчивость степени доломитности пород. Содержание доломита может колебаться от немногих процентов до 90—95%, причем локализация высоко- и низкодоломитных участков очень прихотлива.

Характерно, что рассматриваемые доломиты лишены собственного биоценоза и в них присутствуют те же палеонтологические остатки, что и в известняках.

Следует сказать, что доломитизированные породы распространены по всему разрезу карбона, встречаясь во всех его горизонтах и ярусах, иначе говоря, доломитообразование на платформе характеризуется очень большим размахом. По данным А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и В. М. Ратынского (1952), содержание доломита в среднем карбоне равно приблизительно 34,5%, а в верхнем — 56,8%.

Таким образом, фактические данные свидетельствуют, во-первых, о замещении доломитом известкового материала и, во-вторых, о чрезвычайно большом масштабе доломитообразования.

Существует много гипотез и предположений о месте доломитизации в ходе формирования пород и об источнике доломитового вещества.

Наиболее обоснованной гипотезой происхождения рассматриваемых доломитов является точка зрения Н. М. Страхова, подтверждаемая работами А. Б. Ронова. Эти исследователи, произведя количественный подсчет Mg, необходимого для доломитизации рассматриваемых отложений, убедительно показали, что Mg не мог вноситься в эти отложения извне, как это, например, предполагал М. Э. Ноинский, а является местным. Согласно этой гипотезе Mg поступал в осадок либо в виде основных солей — $MgCO_3$, либо в виде доломита, очевидно, пелитоморфного, и затем уже в диагенезе перераспределялся, концентрируясь в линзах и неправильных телах, формирование которых закончилось в основном к моменту полной литификации отложений.

Существуют предположения о связи доломитизации с зоной выветривания, основанные на том, что ниже поверхности древних перерывов часто залегают сильно доломитизированные породы. Н. М. Страхов для решения этого вопроса провел специальные исследования на Самарской Луке и показал, что такая связь отсутствует, что поверхности размыва просто секут уже ранее существовавшие линзы доломитов и под ними одинаково часто залегают и доломиты и известняки.

Б. РАЗДОЛОМИЧИВАНИЕ И СВЯЗАННАЯ С НИМ КАЛЬЦИТИЗАЦИЯ

Как показывает изученный материал, раздоломичивание всегда ведет к появлению новообразованного кальцита, т. е. к кальцитизации породы.

Эти процессы широко развиты в зоне поверхностного выветривания доломитов и доломитизированных известняков, там, где сохранились галогенные толщи нижней перми и где поверхностные воды обогащены сульфатом кальция (Северная Двина, Онега, Самарская Лука и т. д.). Именно это обстоятельство позволяет считать, что раздоломичивание связано с обратной реакцией Гайдингера и протекает по следующей схеме:

$$CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4 \rightarrow \underset{\text{выпадает}}{2CaCO_3} + \underset{\text{выносится}}{MgSO_4}$$

Из главы, посвященной описанию пород, видно, что в результате раздоломичивания и кальцитизации появились новые типы пород с весьма сложной структурой (табл. XXX и XXXIV—XXXVII). По химическому составу эти породы относятся к группе известковых доломитов или доломитовых известняков, но структурно существенно отличаются от других представителей этих групп.

Не останавливаясь подробно на их характеристике, которая была дана выше, подытожим кратко, какие же структурные изменения пород сопровождают раздоломичивание.

Среди изученных отложений раздоломичивание и кальцитизация идут двумя способами.

Первый из них связан с появлением в доломитовых ромбоэдрах неправильных включений тонкозернистого кальцита. На начальных стадиях изменения кальцит лишь немного «разъедает» ромбоэдры (табл. XXIX, *172*), но затем от них остаются только неясные остатки, преимущественно в виде внешних оболочек (табл. XXIX, *173;* табл. XXX, *174—178* и табл. XXXIV, *198*). При очень интенсивном развитии этого процесса почти вся порода переходит в известняк и лишь кое-где в нем заметны остатки уцелевших ромбоэдров (табл. XXXIV, *200*). В некоторых случаях (табл. XXX, *177*) внешние доломитовые оболочки бывают настолько правильны и четки, что возникает сомнение в том, могут ли это быть остатки кристаллов и не представляют ли они собой новообразования доломита на кальцитовых ромбоэдрических агрегатах — псевдоморфозах кальцита по доломиту. При кальцитизации зонарных ромбоэдров возникают зерна сложного строения с кальцитовым ядром и чередующимися зонами кальцита и доломита (табл. XXXIV, *201*).

Таким образом, данный тип раздоломичивания связан с появлением вторичного кальцита, кристаллы которого меньше кристаллов доломита, по которым он развивается. Особенностью его

является также появление карбоната кальция преимущественно внутри доломитовых ромбоэдров, т. е. замещение их изнутри.

Второй способ раздоломичивания порождает существенно иной тип породы, которую можно именовать кальцитизированным доломитом с пойкилитовой структурой (стр. 65, 66). Характерная ее особенность — появление крупных кальцитовых кристаллов, внутри которых наблюдаются очень мелкие доломитовые ромбоэдры, реликты первичной породы (табл. XXXV, *202—207*).

Нередко даже в пределах одного шлифа можно видеть, что породы эти отличаются крайне неравномерной структурой: на одних участках кристаллы кальцита более крупные и почти не содержат доломита, а на других они мельче и доломита в них много (табл. XXXV, *202*). При этом следует отметить, что доломитовые ромбоэдры в каждом образце характеризуются, как правило, одинаковыми размерами. Иногда внутри ромбоэдров доломита наблюдается тонкозернистый кальцит, подобно тому, как это имело место в раздоломиченных породах первого типа (табл. XXXV, *206*, *207*). Это обстоятельство, так же как присутствие в некоторых кальцитизированных доломитах первого типа крупных кальцитовых кристаллов, заполняющих промежутки между ромбоэдрами (табл. XXX, *174, 175* и *177*), показывает, что обе рассматриваемые породы не разделены непроходимой гранью и что здесь имеются промежуточные разновидности.

Кроме двух рассмотренных основных типов кальцитизированных доломитов, в толщах, где они развиты, довольно широко распространены явления кальцитизации, не изменяющие столь глубоко первичную структуру породы, но довольно существенно сказывающиеся на ее химической характеристике. Сюда относится появление в доломите многочисленных, то отчетливых, то расплывчатых, прожилок кальцита (табл. XXXVI, *210, 211* и *212*), выполнение им трещин, каверн и пустот от растворения органических остатков (табл. XXXVII, *213* и *215*).

В. КАЛЬЦИТИЗАЦИЯ, НЕ СВЯЗАННАЯ С РАЗДОЛОМИЧИВАНИЕМ

(Табл. XLIX—LII)

Кроме новообразованного кальцита, явно появившегося в результате раздоломичивания, во многих разностях известняков можно наблюдать крупные прозрачные кальцитовые кристаллы, возникшие, вероятнее всего, в постседиментационную стадию развития породы. При этом иногда крупнокристаллический кальцит выполняет поровые пространства, являясь новообразованным цементом, а иногда возникает в результате перекристаллизации тонкозернистого карбоната кальция.

Выполнение новообразованным кальцитом поровых пространств особенно характерно для известняков, состоящих из крупных соприкасающихся фрагментов — известняковых обломков, оолитов или различных органогенных остатков и, таким образом, обладавших крупной первичной пористостью. Обычно все фрагменты при этом бывают покрыты то очень тонкой (< 0,01 мм), то более толстой (0,02—0,05 мм) и отчетливой корочкой (табл. XXV, *142*), образованной из одного ряда очень мелких кальцитовых кристаллов (крустификационные корочки). Пространство между такими крустифицированными фрагментами выполнено относительно крупными прозрачными зернами кальцита, причем обычно чем крупнее фрагменты и промежутки между ними, тем крупнее и выполняющий поры кальцит. Иногда один кристалл последнего достигает 3—5 мм в поперечнике и захватывает несколько пор между фрагментами (табл. XLIX, *291*). Там, где в такой породе присутствуют обломки скелетных частей иглокожих, кальцит нарастает на них в виде крупных кристаллов, имеющих с ними одну оптическую ориентировку (табл. IX, *48*). Такой тип цементации, известный как цемент регенерации, придает породе характерный сверкающий излом.

Очевидно, что кальцит, выполнявший поровые пространства, появился после того, как фрагменты покрылись тонкой крустификационной корочкой и образованием его закончилась литификация породы. Во многих известняках относительно крупные кристаллы кальцита развиваются не только по пустотам между соприкасающимися органическими остатками, но и по самим остаткам. Иногда кальцит замещает их по периферии, а местами появляется и внутри (табл. L, *292—294*). В шлифах мы видим, что обломки как бы тают в кальците; многие из них почти совершенно исчезают, и порода приобретает существенно иной облик. Далеко, однако, подобное изменение не идет, и даже в сильно перекристаллизованных разностях всегда улавливается органогенная природа известняка.

Нередко можно видеть, что относительно крупные кальцитовые кристаллы развиваются не только по органогенным фрагментам, но и по тонкозернистому карбонату кальция, т. е. здесь еще отчетливее выступает перекристаллизация кальцита. Последняя не всегда протекает одинаково интенсивно, поэтому можно наблюдать породы слабо и сильно перекристаллизованные, причем различные типы известняков обладают разной способностью к перекристаллизации.

Микрозернистые и многие разности шламовых и шламово-микрозернистых известняков не обнаруживают сколько-нибудь заметной перекристаллизации (табл. XXV, *146—148*), всегда оставаясь плотной микро- и однороднозернистой породой. Это же относится к пелитоморфным и тонкозернистым доломитам (табл. XXXVIII, *218, 219*).

В различных типах мелкофрагментарных известняков — крупношламовых, мелкодетритовых, микросгустковых, мелкофораминиферовых и др.,

содержащих значительное количество микро- или тонкозернистого карбонатного цемента, явления перекристаллизации обнаруживаются часто и в разных случаях выражены по-разному. В одних образцах можно наблюдать лишь начало этого явления: среди микрозернистой цементирующей массы появляются небольшие участки, состоящие из очень мелких кальцитовых зерен; чаще всего они концентрируются около органических остатков, но иногда образуют самостоятельные неправильные участки и прожилки (табл. L, *295* и *296*). В других образцах, перекристаллизованных сильнее, уже значительная часть цемента представлена тонко- и мелкозернистым карбонатом кальция (табл. XXI, *116*). Наконец, в третьих образцах он преобладает, и в нем рассеяны остатки микрозернистого кальцита в виде неясно очерченных, расплывчатых участков или даже изолированных кристаллов (табл. L, *297*; табл. LI, *298*).

В относительно крупнофрагментарных известняках, содержащих значительное количество микро- и тонкозернистого $CaCO_3$, перекристаллизация обычно выражена резче и наблюдается чаще, чем в мелкофрагментарных. Однако и здесь встречаются образцы, где она сравнительно слаба. В таких случаях пространство между органогенными или другими фрагментами бывает заполнено микро- или тонкозернистым $CaCO_3$, в котором рассеяны отдельные более крупные кристаллы, обычно концентрирующиеся вблизи органических остатков; они обрастают створки брахиопод и других раковин, регенерируют членики криноидей и т. д. (табл. LI, *299*). При более интенсивной перекристаллизации породы появляется большое количество относительно крупных кристаллов, а микрозернистый карбонат кальция сохраняется в виде изолированных неправильных участков (табл. LI, *300*). На форму последних иногда существенно влияет характер фрагментов, слагающих породу; там, где в ней много плоского раковинного детрита, микрозернистые участки тоже имеют удлиненную форму.

Перекристаллизация протекает обычно весьма неравномерно, что наблюдается и в мелко- и в крупнофрагментарных известняках, причем в последних это особенно отчетливо. Нередко в одном и том же шлифе можно наблюдать участки, не затронутые перекристаллизацией, и участки, где почти весь микрозернистый кальцит замещен довольно крупными кристаллами. Это хорошо видно на фотографиях, приведенных на табл. XI (фиг. *63* и *64*) и представляющих снимки с разных участков одного и того же шлифа.

Итак, перекристаллизация обычно бывает довольно тесно связана со структурой породы: чем крупнее фрагменты, слагающие ее, тем легче происходит перекристаллизация и тем большие размеры имеют кристаллы. Особенно хорошо это видно, когда в одном шлифе наблюдается контакт слоев различной структуры (табл. LI, *301*).

Кроме такой перекристаллизации, протекающей преимущественно по цементу и определяемой первичной структурой породы, наблюдается и перекристаллизация иного типа, не связанная с нею. Она бывает выражена по-разному. Сюда относятся, во-первых, неправильные, иногда очень причудливые, резко очерченные прожилки (табл. LI, *302*) и включения (табл. LI, *303*), состоящие из мелко-, средне- и крупнокристаллического кальцита. Эти прожилки и включения не связаны со структурой породы и нередко секут встречающиеся на их пути раковины (табл. LI, *302*). Во-вторых, попадаются породы, состоящие из крупных (до нескольких миллиметров) неправильных кальцитовых кристаллов, образующих плотную мозаику и включающих фрагменты первичной породы (раковинный детрит, терригенный материал и т. д.). Таким образом, здесь появляется своеобразная вторичная пойкилитовая структура. Характерно, что она возникает не только в известняках, но и в доломитах, причем в последнем случае не лишено вероятия предположение, что она связана с раздоломичиванием (табл. LII, *304*). Там, где в шлифах наблюдается контакт пород с разной структурой, крупные кальцитовые кристаллы секут границу между ними и имеют одинаковый характер как в той, так и в другой породе.

Сравнительно редко встречаются известняки чистые или доломитизированные, в которых наблюдаются причудливые, резко очерченные участки, состоящие из относительно крупных (0,2—0,3 мм) вытянутых кристаллов, образующих веерообразные агрегаты,— часто в виде неправильно-округлых розеток,— обладающие волнистым угасанием. Такие агрегаты бывают расположены как непосредственно в тонкозернистой породе, так и в участках, образованных относительно крупнокристаллическим кальцитом, причем последний обычно выполняет внутренние части розеток (табл. LII, *305*). Местами наблюдаются кристаллы целестина (табл. LII, *306*). Иногда внутри кальцитовых кристаллов присутствуют мелкие розетки халцедона, причем нередко поверхность их бывает неровной, и кальцит, по-видимому, замещает с периферии халцедон (табл. LII, *307, 308*). В то же время характерно, что в основной массе породы последний отсутствует.

Форма таких кальцитовых участков весьма сходна с включениями ангидрита, и, может быть, кальцит здесь образует по нему псевдоморфозы (?). Ниже будет показано, что иногда в сульфатных включениях присутствуют розетки халцедона, отсутствующие в основной массе карбонатной породы, что делает указанное предположение еще более заслуживающим внимания.

Наконец, хоть и редко, но наблюдается кальцитизация, связанная с замещением кальцитом некарбонатных минералов — полевых шпатов, кварца (табл. XLVI, *268, 269*), фосфатов. Кальцитиза-

ция обломочных зерен (кварц, полевые шпаты) обычно протекает неполно, и кальцит развивается лишь по периферии некоторых зерен. Значительно энергичнее иногда происходит замещение фосфатов. Мы наблюдали это в песчаных перекристаллизованных известняках, где присутствует большое количество косточек рыб, иногда окатанных. В рыбных остатках, образованных фосфатом, обычно видна характерная структура в виде тонких жилок (следы сосудистой системы), заполненных гидроокислами железа. Здесь же наблюдаются многочисленные кальцитовые зерна, сходные по форме и размерам с рыбными остатками, причем в этих зернах хорошо сохранились те же жилки, выполненные гидроокислами железа (табл. LII, *309, 310*). Очевидно, часть фосфатных обломков в данном случае заместилась кальцитом.

Г. ОКРЕМНЕНИЕ

(Табл. LIII—LV)

Окремнение пород довольно широко распространено в карбоне Русской платформы. Проявляется оно главным образом в виде кремневых конкреций, реже — в виде окремнелых слоев и жеод.

Кремневые конкреции имеют различные размеры: от мелких (1—2 см), часто неправильных желваков до караваев, достигающих 1—1,5 м в поперечнике при толщине 0,2—0,5 м. Попадаются конкреции очень причудливых очертаний, вытянутые перпендикулярно слоистости. Форма конкреций в значительной степени зависит от текстуры вмещающей породы: в однородных массивно-слоистых известняках и доломитах с беспорядочной текстурой конкреции имеют наибольшую сферичность, в слоеватых и микрослоистых отложениях они эллипсоидальные и плоские, а в породах со взмученной или взрыхленной текстурой конкреции отличаются крайне неправильной формой. Поверхность конкреций в одних случаях сравнительно ровная, в других — «корявая», с буграми и причудливыми отростками, причем граница между конкрецией и породой всегда довольно резкая. Обычно конкреции крепко спаяны с вмещающей породой, но в некоторых мягких разностях они обособлены и легко от них отделяются. Цвет конкреций различный: черный, темно-серый, коричневатый, серый, розовый, голубой и белый; встречаются конкреции с различно окрашенными концентрическими полосами; в местах, где присутствует ратовкит, конкреции бывают окрашены им в лиловый цвет.

Микроскопическое изучение показывает, что конкреции обычно имеют кварцево-халцедоновый или халцедоновый состав; есть также указания, что изредка они содержат примесь опала (Вишняков, 1953). Структура кремней в значительной степени определяется структурой карбонатной породы, по которой развивалось окремнение. Так, кремни в однородных и тонкозернистых слоях обычно имеют крипто- или микрокристаллическую структуру и отличаются однородностью (табл. LIII, *311*), тогда как в грубозернистых известняках, обладающих первично неоднородным строением, кремни характеризуются разнородной структурой. Последняя определяется тем, что относительно крупнозернистый кальцит или доломит обычно замещается более крупнокристаллическим кварцем или халцедоном по сравнению с микрозернистым. Поэтому, например, в органогенных известняках полости внутри раковин, пространство между ними, а также некоторые скелетные части организмов выделяются относительно крупнозернистой структурой кремнезема, представленного при этом чаще всего кварцем, реже — сферолитами халцедона, резко обособляющимися в криптокристаллической кварцево-халцедоновой основной массе (табл. LIII, *312*). Вследствие такого неодинакового замещения различных частей породы в ней нередко сохраняются многие детали первичной структуры, подчеркиваемые тонкой карбонатной или глинистой пылью, сохраняющейся на поверхности раковин, а также их неполным окремнением (табл. LIII, *313—315*) [1].

В грубых разностях окремнелых известняков попадаются участки, образованные средне- и крупнокристаллическим кварцем и отороченные каемкой лучистого халцедона. Форма таких участков указывает на то, что они связаны с выполнением кремнеземом крупных пор и каверн (табл. LV, *325*).

Было подмечено (Вишняков, 1953), что внутренняя часть конкреций, как правило, бывает образована чистым кремнеземом, без остатков карбонатов, а к периферии карбонатного материала сохраняется все больше. Представлен он либо органическими остатками, либо мелкими известковыми комочками, либо агрегатами зерен и отдельными кристаллами кальцита или доломита. При этом кристаллы бывают сильно корродированы (табл. LIII, *316*) и замещены кремнеземом не только с периферии, но и изнутри. Часто в периферической части конкреций наблюдается несколько полос с остатками карбонатного материала. Здесь же иногда наблюдается неравномерное скопление по концентрам пирита или гидроокислов железа (табл. LIV, *317*).

Следует заметить, что иногда внутри кремневой конкреции сохраняются небольшие участки карбонатной породы — известняка или доломита. При неполном окремнении, имеющем место как в периферической части конкреций, так и в некоторых слоях, где окремнелые участки не оформлены в виде четко выраженных конкреций, можно наблюдать, что окремнение протекает неравномерно, приспосабливаясь к структуре породы. В известняках и доломитах, состоящих из тех или иных фраг-

[1] Особенно хорошо первичная структура видна в проходящем свете при соответствующем диафрагмировании.

ментов (обломки, сгустки, органические остатки), сцементированных небольшим количеством карбонатного материала, окремнение начинает развиваться по цементу и крупным полостям внутри раковин, замещая относительно крупные кристаллы кальцита, причем обычно чем крупнее последние, тем крупнее и замещающие их зерна кварца.

В одних случаях кремнезем частично, а в других полностью замещает карбонатный цемент (табл. LIV, *318*), при этом иногда он строго ограничен только цементом, а иногда захватывает и периферические части органических остатков, контуры которых вследствие этого становятся очень неправильными (табл. LIV, *319*). При дальнейшем окремнении кварц начинает развиваться и по основным фрагментам, слагающим породу, причем здесь он обычно более мелкозернистый, чем в цементе. Там, где цемент образован тонкозернистым карбонатом, лишь немного отличающимся от структуры карбоната, слагающего фрагменты, он замещается не кварцем, а крипто- или микрокристаллическим кварцево-халцедоновым веществом, причем окремнение идет не строго по цементу, но захватывает и отдельные фрагменты. В строматолитовых известняках окремневают прежде всего мелкосгустковые участки и участки, образованные более крупными кристаллами кальцита. Реже наблюдаются окремнелые участки и прослои, где кремнезем полнее замещает цементируемые фрагменты (табл. LIV, *321*), чем сам цемент, причем эти фрагменты нередко замещаются более крупнозернистым кремнеземом, чем цемент (табл. LIII, *312*). В некоторых случаях окремнелые участки имеют крупные размеры, в других же они очень мелки и заметны лишь в шлифах. Часто отдельные розетки халцедона наблюдаются в остатках иглокожих, раковинах брахиопод и других скелетных частях организмов, причем они обильны и там, где окремнения в цементе не наблюдается. Изредка в породах попадаются рассеянные идиоморфные кристаллы кварца (табл. LIV, *322*).

Кремнистые включения встречаются не только в обычных известняках или доломитах, но и в кальцитизированных доломитах и вторичных известняках. Здесь среди крупнокристаллического кальцита, содержащего остатки тонкозернистого доломита, беспорядочно располагаются розетки халцедона или неправильные включения мелкозернистого кварца (табл. LV, *323*). При этом характерно, что кварц захватывает здесь отдельные ромбоэдры доломита, а кальцит частично замещает кварцевые зерна или внедряется в них по трещинкам (табл. LV, *324*).

Кроме кремнистых конкреций, в породах встречаются также небольшие жеоды, представляющие собой крупные поры и каверны, частично или полностью заполненные халцедоном или кварцем, нарастающими на стенки пустот.

Кремнистые конкреции распространены несравненно шире, чем жеоды. Они встречаются во всех горизонтах среднего и верхнего карбона и наблюдаются как в обнажениях, так и в кернах глубоких скважин. В некоторых районах они приурочены преимущественно к определенным стратиграфическим горизонтам и даже пачкам, так что могут быть с известной осторожностью использованы для целей корреляции. Особенно обильны кремнистые конкреции в среднем карбоне восточной окраины платформы (в Башкирии), где они переполняют отдельные толщи, образуя конкреционные прослои, чередующиеся с известняками и доломитами, причем нередко здесь конкреционные слои соединяются один с другим неправильными вертикальными кремневыми стяжениями, что придает обнажениям своеобразный пестрый облик.

Изучение структуры кремневых конкреций показывает, что, во-первых, они являются не седиментационными образованиями и не результатом заполнения кремнеземом пустот, а продуктом метасоматического замещения карбонатного вещества силикатным, во-вторых, они возникали позднее доломитизации. Существует также предположение (Вишняков, 1933), что образованию их предшествовала литификация пород, в пользу чего, однако, пока еще нет неопровержимых доказательств. Несомненно одно — что они возникли раньше, чем пластовая трещиноватость, так как последняя ими нигде не фиксируется (Вишняков, 1933). Любопытно, что на востоке платформы переотложенные средне- и верхнекаменноугольные конкреции и обломки известняков с кремневыми стяжениями наблюдаются в конгломератах основания нижней перми, что указывает на сравнительно древнее образование этих конкреций.

С. Г. Вишняков, специально рассматривавший вопрос образования кремнистых конкреций в каменноугольных отложениях платформы, достаточно убедительно показал, что они возникли путем концентрации (стяжения) аутигенного кремнезема, находившегося в осадке в рассеянном состоянии. Источником последнего являлись, по мнению одних исследователей (А. Д. Архангельского, С. Г. Вишнякова и др.), вносимые в бассейн продукты глубокого химического выветривания на суше, а по мнению других (Я. В. Самойлова, Е. В. Рожковой, Г. И. Бушинского и Г. И. Теодоровича),— кремневые органические остатки. Н. М. Страхов (1954) на основе анализа современных условий седиментации показал, что за исключением особых случаев (район подводного вулканизма) хемогенной садки SiO_2 в современных морских бассейнах не происходит и кремнезем поступает в грунт в виде скелетов кремневых организмов. Вероятно, и в отложениях каменноугольного возраста SiO_2 был в основном биогенным, но остатки тех организмов, которые служили источником кремнекислоты, как правило, не сохранились. Н. М. Страхов (1953), рассматривая диагенетические изменения осадков, справедливо указал, что «некоторые

биогенные компоненты, как SiO_2, обладая растворимостью, гораздо большей, чем наличное содержание их в морской воде, начинают в силу этого растворяться в иловой воде». Затем этот растворенный кремнезем стягивается в точках с пониженным pH, образуя конкреции.

Д. СУЛЬФАТИЗАЦИЯ

(Табл. LV—LXIII)

Сульфатизация выражается в появлении среди карбонатных пород гипса, ангидрита и реже — целестина.

Гипс[1] широко распространен и в известняках, и в доломитовых известняках, и в доломитах. Изредка он попадается в виде рассеянных кристаллов, заметных только в шлифах, чаще же образует причудливые включения (достигающие иногда 5—10 см), выполняет горизонтальные, наклонные и вертикальные трещинки, замещает различные органические остатки и, наконец, тонко «прорастает» отдельные, местами крупные участки породы, придавая излому особый шелковистый блеск.

Между характером загипсованности и структурой пород существует некоторая связь, тогда как степень и характер загипсованности не находятся в прямой зависимости от химического состава пород.

В микрозернистых известняках и типичных седиментационных доломитах гипс нами не был встречен, несмотря на просмотр большого количества шлифов; поэтому можно считать, что, если он присутствует среди них, то очень редко. Исключение составляют небольшие афанитовые прослои, залегающие среди грубых пород; иногда они бывают испещрены столь многочисленными трещинками, заполненными гипсом (табл. LVI, *332*), что порода приобретает брекчиевидный облик (псевдобрекчии).

В микро- и тонкозернистых доломитах замещения гипс наблюдается относительно редко и приурочен либо к тончайшим трещинкам (табл. LV, *326*), либо образует неправильные, обычно мелкие, включения (табл. LV, *327*). В более грубых разностях тонкозернистых доломитов (0,05—0,1 мм) гипс иногда сравнительно равномерно «прорастает» породу, и тогда в шлифах наблюдается густая сеть гипсовых прожилок, окаймляющих небольшие агрегаты зерен, или даже отдельные доломитовые кристаллы (табл. LV, *328*). Здесь же обычно присутствуют более крупные ветвящиеся прожилки гипса, в пределах которых доломитовые ромбоэдры рассеяны сравнительно редко (табл. LV, *329*).

В породах более грубых — обломочных, органогенных или мелкокомковатых — вне зависимости от того, имеют ли они известковый, известково-доломитовый или доломитовый состав — гипс встречается гораздо чаще. Он образует здесь включения, выполняет трещинки и, что особенно характерно, неравномерно прорастает отдельные участки (табл. LVI—LVII, *330—339*). Включения обычно бывают четко обособлены, разнообразной формы, и в более крупных из них наблюдаются прожилки и неправильные участки карбонатной породы. Трещинки, заполненные гипсом, присутствуют в гальках известняков, слагающих конгломераты (табл. LVI, *331*), пересекают местами несколько небольших слоев различного петрографического состава (табл. LVI, *332*), секут раковинки (табл. LVI, *333*).

Как уже указывалось, прорастание гипсом породы происходит неравномерно, и это можно видеть не только в пределах значительной пачки пород или слоя, но и в шлифе, где иногда наблюдаются участки сильно, слабо и совсем не загипсованные (табл. LVI, *333*). При относительно небольшом количестве гипса он развивается либо по цементу, либо по цементируемым фрагментам: органическим остаткам, комочкам или карбонатным обломкам. Гипсотизация цемента особенно характерна для пород, где он скуден и бóльшая часть фрагментов соприкасается друг с другом. При этом в зависимости от структуры замещаемого вещества гипсотизация протекает несколько по-разному.

В известняках, как доломитизированных, так и чистых, гипс появляется в виде крупных кристалликов, выполняющих пространство между фрагментами, причем последние часто бывают крустифицированы кальцитом или доломитом (табл. LVII *336*) точно так же, как это имеет место в незагипсованных разностях сходных пород, где, однако, между крустификационными оболочками развит не гипс, а кальцит.

Несколько иначе протекает сульфатизация в породах, где цемент имеет тонко- или мелкозернистую структуру, лишь немного более грубую, чем структура основных фрагментов. Здесь гипс вначале тонко прорастает цемент (табл. LVII, *338*) и лишь при более интенсивной загипсованности замещает его целиком (табл. LVII, *337*, *339*). Там, где развитие процесса пошло еще дальше, гипс начинает развиваться и по основным фрагментам породы (обломкам, раковинам, комочкам), причем иногда почти все они оказываются замещенными гипсом, и о былом их присутствии можно судить только по форме крустифицировавших их оболочек (табл. LVII, *340*) или по контурам раковинок, намечаемым тонкой карбонатной пылью (табл. LVIII, *341*). На некоторых участках гипса так много, что остатки раковин или комочков изолированы один от другого (табл. LVIII, *342*).

В тех породах, где органические остатки или другие фрагменты рассеяны в основной тонкозернистой массе (чаще доломитовой, чем кальцитовой), гипс начинает развиваться обычно не по цементу, а по органическим остаткам, часто за-

[1] Очень часто в шлифах наблюдается не гипс, а полугидрат, возможно, возникающий во время изготовления шлифов.

мещая их полностью (табл. LVIII, *344, 345*); нередко можно видеть, как замещенные гипсом остатки соединяются между собой гипсовыми прожилками, фиксирующими пути проникновения гипса (табл. LVIII, *343*).

Во всех рассмотренных случаях гипс, как правило, присутствует в виде крупных кристаллов, причем нередко один кристалл пойкилитово прорастает участок, соответствующий всему шлифу (табл. LVIII, *341*); реже встречается мелкокристаллический гипс. Сравнительно редко внутри крупных гипсовых кристаллов попадаются небольшие зернышки ангидрита.

При внимательном рассмотрении загипсованных доломитовых известняков иногда удается обнаружить кристаллы доломита, частично замещенные гипсом (табл. LIX, *346, 347*).

Следует обратить внимание еще на одну структурную деталь. Там, где порода интенсивно загипсована, в ней наблюдаются также крупные (до 1—3 мм) прозрачные кристаллы кальцита. Они встречаются вместе с гипсом как внутри трещинок (табл. LIX, *348*), так и там, где гипс интенсивно прорастает породу, причем кальцит, как и гипс развивается и по цементу и по органическим остаткам; иногда он так обилен, что последние расположены в нем, не соприкасаясь. В некоторых шлифах можно одновременно видеть участки сильно кальцитизированные, загипсованные и с развитием как кальцита, так и гипса (табл. LIX, *349 — 351*). Если вспомнить, что крупнокристаллический кальцит замещает также органические остатки в известняках и доломитах (см. табл. XII, *66, 67* и табл. XXXVII, *213, 215*), то сходство между формами проявления загипсованности и кальцитизации еще усилится. Следует отметить, что изредка внутри крупных кальцитовых кристаллов попадаются мелкие зерна ангидрита. Все это позволяет предположить, что, может быть, в некоторых случаях крупнокристаллический кальцит возникал в ту же стадию развития пород, что и гипс, под влиянием взаимодействия сульфатных вод с доломитизированными породами (раздоломичивание и кальцитизация).

Загипсованность карбонатных пород наблюдается во всех горизонтах среднего и верхнего карбона, вскрытых скважинами, так же как сульфатизованными оказываются и нижнекаменноугольные слои. Разрез карбонатных пород загипсован неравномерно, и в нем встречаются пачки без гипса, достигающие иногда 5—10 м. Гипс отсутствует и в мощных глинистых толщах (верейский горизонт, щелковская толща верхнего карбона); нет его также в некоторых скважинах и среди карбонатных отложений, залегающих непосредственно ниже мощных глин. Там, где сохранились карбонатно-сульфатные отложения нижней перми, загипсованность наблюдается во всем разрезе карбона; там же, где эти отложения размыты и каменноугольные породы обнажены (Окско-Цнинское поднятие), сульфатизация отсутствует до глубины около 100 м; не наблюдается она и в естественных обнажениях. Однако здесь всюду прослеживаются прослои доломитовой муки и слои, состоящие из несцементированных раковинок фораминифер. При сравнении характера загипсованных пород и указанных признаков выветривания можно предположить, что вынос $CaSO_4$ является одной из существенных причин возникновения очень пористых и рыхлых пород.

Рассмотренные выше структурные особенности загипсованных пород позволяют сделать некоторые выводы по поводу условий образования гипса в каменноугольных породах платформы.

1. Гипс здесь несомненно вторичный, не седиментационный, так как он не связан с каким-либо определенным типом карбонатных пород, встречается в слоях богатых остатками разнообразной нормально-морской фауны, не образует слоев, а присутствует в виде включений и по трещинам.

2. Сульфатизация происходила позднее, чем доломитизация, так как гипс встречается и в известняках, и в доломитах; при этом структурные соотношения между доломитовой и кальцитовой составляющими одинаковы в породах загипсованных и не загипсованных. Кроме того, сам характер замещения гипсом доломита совершенно определенно указывает на то, что загипсовывались уже доломитизированные отложения.

3. Сульфат кальция возникал сразу в виде гипса, а не в виде ангидрита, так как встречающиеся в гипсе остатки раковин не несут никаких следов деформации (табл. LVIII, *341, 342*), при гидратации же ангидрита произошли бы сильное увеличение объема и разрыв раковин.

4. Гипс замещал карбонатные минералы метасоматически, а не только заполнял пустоты, так как нередко наблюдаются случаи, когда сохранившиеся раковины и карбонатные кристаллы рассеяны в гипсе, причем их первоначальное положение не нарушено.

Ангидрит, как и гипс, распространен и в известняках, и в доломитах, где он попадается в виде мелких зерен, заметных лишь в шлифах, образует причудливые голубоватые включения и прожилки, замещает органические остатки и цемент в доломитовых конгломератах, а изредка встречается в виде линз (?) (может быть, очень крупные включения), достигающих 1—1,5 м. В крупных включениях и линзах ангидрита иногда сохраняются неправильные остатки доломита с большим количеством пустоток от раковин фузулинид, заполненных ангидритом. Форма нахождения ангидрита, таким образом, та же, что и гипса, только последний не образует таких крупных включений, а первый не прорастает породу так тонко, как гипс.

Ангидрит присутствует в тех же типах карбонатных пород, что и гипс, но форма нахождения

его не стоит в такой тесной связи со структурными особенностями породы, так как чаще всего он встречается в виде обособленных включений, обычно располагающихся вне зависимости от первичной структуры пород. Исключение составляют лишь конгломераты, где ангидрит всегда развивается по цементу.

В крупных включениях ангидрит обычно представлен лучистыми или перистыми агрегатами, в массе которых наблюдаются остатки карбонатной породы в виде плотных, четко оконтуренных участков (табл. LX, *352*) или расплывчатых прожилок и включений (табл. LX, *353*).

Мелкие включения ангидрита образованы чаще всего более крупными кристаллами; эти включения встречаются и в относительно крупнокристаллических доломитах (табл. LX, *354*), и в доломитах микрозернистых (табл. LXI, *358*), и в известняках различной структуры (табл. LX, *355, 356*). Включения, чаще, неправильные, но иногда ангидрит замещает органические остатки (табл. LXI, *357*), и тогда эти включения имеют их форму.

Нередко можно наблюдать включения ангидрита, отороченные с периферии гипсом (табл. LXI, *359—361*).

Так же как и гипс, ангидрит не связан с определенными стратиграфическими горизонтами, встречаясь во всем разрезе карбона, где он распределен очень неравномерно. Обычно в тех толщах, где присутствует ангидрит, наблюдается и гипс, однако не все загипсованные пачки содержат ангидрит. Наиболее насыщенными ангидритом являются отложения верхов карбона, там, где сохранились вышележащие карбонатно-сульфатные породы нижней перми.

Из всего изложенного очевидно, что ангидрит формировался принципиально в тех же условиях и в ту же стадию, что и гипс.

Неравномерное развитие сульфатизации в разрезе, приуроченность ее к наиболее пористым и проницаемым слоям, отсутствие сульфатов в карбонатных породах, залегающих внутри мощных водонепроницаемых глинистых горизонтов, а также непосредственно ниже последних,— все это позволяет предположить, что процесс этот протекал под воздействием осолоненных подземных вод. Появление в одних случаях гипса, в других ангидрита определялось, очевидно, степенью осолонения этих вод. Чтобы судить о количественной стороне процесса сульфитизации небезынтересно привести цифры процентного содержания сульфатов в карбонатных породах карбона Русской платформы. По данным А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и В. М. Ратынского (1952), содержание SO_3 в породах среднего карбоната равно 1,62% ($CaSO_4$ — 2,75%), а в породах верхнего карбона — 3,77% ($CaSO_4$— 6,41%).

Целестин встречается реже, чем сульфаты кальция, и обычно не присутствует в столь больших количествах. Как правило, он развит в породах, содержащих гипс или ангидрит, причем иногда располагается непосредственно в карбонатной породе.

Целестин наблюдается в виде неправильных включений (табл. LXII, *363*), в некоторых случаях приуроченных к раковинам (табл. LXII, *362*). Местами целестиновые кристаллы и включения рассеяны редко, а местами их много (табл. LXII, *365*). В гипсе зерна целестина обычно имеют очень неправильную, часто прихотливую форму (табл. LXII, *364* и табл. LXIII, *366, 367*).

Тесная связь целестина с сульфатами кальция позволяет думать, что он возникал в тех же условиях, что и они.

Выше было показано, что сульфатизация и окремнение проходили позднее доломитизации. Труднее определить, предшествовало ли окремнение сульфатизации или, наоборот, сульфатизация протекала раньше, чем окремнение. Так как в естественных обнажениях сульфаты, как правило, отсутствуют, то решать этот вопрос приходится только на основании кернового материала, преимущественно путем изучения шлифов. Нередко в шлифах наблюдаются одновременно и карбонатная порода, и сульфаты, и кремнезем, что позволяет выяснить их структурные взаимоотношения. Выше было установлено, что окремнение и сульфатизация связаны как с известняками, так и с доломитами, поэтому в рассматриваемых случаях карбонатная часть бывает образована как кальцитом, так и доломитом. Кремнезем чаще всего представлен довольно крупными сферолитами радиально-лучистого халцедона, нередко натечного характера, реже — относительно крупными зернами кварца; криптокристаллический и микрозернистый кварц и халцедон, более распространенные составляющие конкреций среди сульфатизированных пород встречаются очень редко и образуют здесь мельчайшие стяжения или галечки окремнелого известняка.

Взаимоотношения сульфатов и кремнезема бывают различными в различных шлифах.

Часто розетки халцедона наблюдаются внутри небольших включений гипса или целестина, причем последний иногда представлен довольно крупными правильными кристаллами (табл. LXIII, *368*). Характерно, что в основной карбонатной массе кремнезем обычно отсутствует или наблюдается только внутри органических остатков, преимущественно иглокожих. Иногда форма гипсовых и целестиновых зерен бывает весьма сходна с формой обломков члеников криноидей, которые встречаются в тех же шлифах, а иногда нет никаких сомнений в том, что гипс, содержащий халцедон, заместил какой-нибудь органический остаток.

В других шлифах можно видеть, что розетки халцедона наблюдаются и внутри карбонатной породы и внутри развитых здесь же включений гипса, ангидрита или целестина (табл. LXIII, *371*), причем сульфаты местами как бы заполняют про-

странство между розетками халцедона (табл. LXIII, *372*), а местами пересекают их по трещинкам и прожилкам (табл. LXIII, *373*).

Рассмотренные структурные соотношения кремнезема и сульфатов показывают, что сульфаты являются, как правило, образованиями более поздними по сравнению с кремнеземом.

Е. ВТОРИЧНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ФЛЮОРИТА

(Табл. LXIV—LXVI)

Флюорит не часто встречается среди рассматриваемых пород, хотя местами (например, в районе Ржевского Поволжья) некоторые стратиграфические горизонты богаты им.

Флюорит наблюдается в трех различных минеральных ассоциациях: 1) он присутствует в сульфатизованных отложениях; 2) землистая разность его — ратовкит — образует значительные скопления в карбонатных породах и развитых среди них глинах; 3) небольшие включения попадаются в окварцованных известняках и доломитах.

1. В сульфатизованных отложениях флюорит образует как очень мелкие ($< 0{,}05$ мм), так и крупные (0,5 мм) бесцветные кристаллы кубической, реже октаэдрической, формы. Кристаллы рассеяны в гипсовых включениях (табл. LXIV, *374*, *376*) или обрастают стенки каверн, заполненных гипсом (табл. LXIV, *375*). Кристаллы бывают и правильными и сильно корродированными, полурастворенными. Часто внутри них наблюдаются включения тонкозернистого карбоната.

Тесная связь флюоритовых кристаллов с сульфатами указывает на формирование тех и других в сходных условиях.

2. Особенно широкое распространение имеет флюорит в среднекаменноугольных, главным образом в каширских отложениях, развитых в юго-западной части Московской синеклизы — в Верхнем Поволжье и в Верейском районе. Рыхлая землистая разность этого минерала получила здесь название ратовкита. О ратовките — его распространении, формах залегания, происхождении — существует достаточно обширная литература (см. в списке), поэтому подробно останавливаться на этих вопросах мы здесь не будем. Напомним лишь, что Л. В. Пустовалов (1937), изучавший минералогию ратовкита, на основании рентгеноскопических исследований и с учетом округлой формы многих зерен пришел к выводу, что ратовкит представляет собой преимущественно коллоидальный фтористый кальций, только частично перешедший в кристаллическое состояние.

Ратовкит легко устанавливается в обнажениях, где резко выделяется своим ярким синим цветом на фоне светлых известняков и зеленоватых или розовых глин и мергелей. Он неравномерно окрашивает цемент в органогенных известняках, замещает некоторые органогенные остатки (криноидеи, кораллы) или сосредоточивается на их поверхности, образует прожилки и заполняет тонкие трещинки в карбонатных породах, покрывает пленками и корочками поверхность многих кремнистых конкреций. Ратовкитовые корки бывают тесно связаны с конкрециями, и между ними обычно наблюдается постепенный переход, выражающийся в появлении полоски халцедоново-ратовкитового состава. Толщина ратовкитовых корочек на конкрециях иногда достигает 2 см, причем внутри них местами наблюдаются пустотки с выделениями относительно крупных кристаллов флюорита. Кроме того, ратовкит образует линзочки в сланцеватых глинах, нередко пронизанных палыгорскитом; здесь среди ратовкита наблюдаются небольшие кремнистые конкреции и жеоды кварца. Последние попадаются и в карбонатных породах, причем кварц, выполняющий пустоты, иногда покрыт кристалликами флюорита.

Скопления ратовкита приурочены главным образом к тонким прослойкам палыгорскитизированных глин и к развитым выше них органогенным известнякам.

Кроме того, микроскопическими исследованиями обнаружены редкие зерна или небольшие скопления флюорита в доломитах каширского типа. Следует отметить, что почти все исследователи указывали на связь ратовкита с кремнеземом, выделения которого обильны в слоях, обогащенных ратовкитом.

Ратовкит представлен зернами, размер которых в одних шлифах равен 0,015—0,035 мм, в других достигает 0,2 мм. Форма зерен часто неправильно-округлая, при этом и поверхность их неровная, как бы корродированная (табл. LXIV, *378*), так что создается впечатление, что именно в результате растворения зерен с поверхности, а не вследствие коллоидального состояния вещества, как считает Л. В. Пустовалов, они и приобрели округленные очертания. Кроме того, часто встречаются более крупные кристаллы флюорита, среди которых попадаются отдельные зерна ромбоэдрического габитуса (табл. LXIV, *379*). Для многих относительно крупных кристаллов характерно зонарное строение: кристаллы состоят из мутного ядра и прозрачных — лиловых или бесцветных оболочек (табл. LXIV, *379*); в некоторых случаях наблюдается чередование оболочек прозрачных и мутных (табл. LXV, *380*, *381*). Там, где флюорита много, отдельные кристаллы его срастаются, образуя агрегаты, с внешней стороны отороченные прозрачной флюоритовой корочкой (табл. LXIV, *379*). Местами сильно пигментированный, лиловый флюорит образует ядра в ромбоэдрах доломита.

В органогенно-детритовых известняках флюорит распределен неравномерно; кристаллы его попадаются и в цементе, но чаще всего они скапливаются по периферии органических остатков или внутри них, иногда почти полностью замещая отдельные органогенные фрагменты (табл. LXV,

382). Нередко флюорит бывает приурочен к тем участкам скелетных остатков, где наблюдаются выделения кремнезема.

Приведенный материал показывает, что флюорит (ратовкит) в каширских отложениях, в той форме, в какой он наблюдается сейчас, появился не в результате особых седиментационных процессов, а в результате энергичного перемещения фтористого кальция в одну из более поздних стадий формирования породы. Об этом свидетельствуют замещение им органических остатков, а также частая приуроченность к поверхности кремневых конкреций, к жеодам и трещинам.

Вопрос об источнике фтористого кальция остается неясным, и ни одна из высказанных гипотез не решает проблемы вполне удовлетворительно.

Как известно, существуют три основные гипотезы по этому вопросу: биогенная (Самойлов), пегнитогенная (Пустовалов, Бушинский и др.) и магматогенная (Карпинский, Кротов и др.).

Первая точка зрения, согласно которой фтор концентрировался в осадках организмами, фактическим материалом не подтверждается и потому в рассматриваемом случае совершенно не применима.

Вторая гипотеза, на первый взгляд, кажется весьма правдоподобной. Согласно этой гипотезе, CaF_2 выпадал вместе с доломитом из осолоненной морской воды, а затем, на более поздней стадии формирования пород — в эпигенезе, он вымывался из доломитовых слоев и концентрировался главным образом над прослоями глин. Так как в районе, где находятся ратовкитовые месторождения, в разрезе присутствуют многочисленные пачки седиментационных доломитов, то подобное объяснение генезиса флюорита представляется наиболее простым, тем более, что в доломитах попадаются (правда, редко) кристаллы этого минерала. Однако считать указанную гипотезу разрешающей вопрос — нельзя, и вот почему. В пределах Московской синеклизы, в том же стратиграфическом горизонте, известны районы (Москва, бассейн рек Нары и Протвы) с еще большим распространением седиментационных доломитов, однако ни в них, ни в развитых здесь же прослойках известняков и глин накоплений ратовкита не встречено; кроме того, в самих седиментационных доломитах районов ратовкитовых месторождений так мало флюоритовых кристаллов и пустоток от их растворения, что трудно представить себе, чтобы вынос их мог дать наблюдаемые накопления ратовкита.

Наконец, отсутствие в рассматриваемых отложениях гипса заставляет с еще большей осторожностью относиться к данной гипотезе.

Весь фактический материал говорит за то, что концентрация флюорита, хоть и приурочена к одному стратиграфическому горизонту, но ограничена в своем распространении определенным районом (Верейский р-н, р. Вазуза). Это обстоятельство заставляет внимательнее относиться к точке зрения А. П. Карпинского и других исследователей, считающих, что накопление фтора в районе Ржевского Поволжья так или иначе связано с магмой.

3. В несколько ином виде флюорит встречается в среднекаменноугольных доломитизированных известняках, развитых в Башкирии и приуроченных к восточному краю платформы. Карбонатные породы здесь сильно обогащены кремневыми конкрециями.

В обнажении флюорит трудно обнаружить из-за мелких размеров включений и их редкой встречаемости. Однако кое-где на расколах светлых известняков или доломитов попадаются мелкие лиловые пятнышки; флюорит интенсивно окрашивает также кальцитовые выделения на поверхности некоторых стилолитов. В шлифе из такой породы был обнаружен флюорит, находящийся в весьма интересном соотношении с другими ее составными частями (табл. LXV—LXVI, *383—386*). Основная масса породы представлена неравномерно-зернистым кварцем и халцедоном. Среди них сохранились остатки мелко- и среднезернистого доломита в виде резко и неправильно очерченных линз, прожилок и отдельных, сильно изъеденных, кристаллов (табл. LXV, *383, 384*). Здесь же наблюдаются неправильные линзочки и пятна, образованные флюоритом; никаких следов замещения флюоритом доломитовых ромбоэдров нет. В некоторых флюоритовых включениях сохранилась тончайшая кальцитовая пыль. По-видимому, флюорит заместил здесь карбонатный минерал — кальцит или доломит.

Характерно, что очертания, размеры и расположение кальцитовых и флюоритовых включений весьма сходны. Контуры их чрезвычайно прихотливы вследствие того, что кварцевые кристаллы внедряются в них с периферии, а также пронизывают их в виде прожилок. Флюорит граничит как с кварцем, так и с доломитом, причем кристаллы последнего попадаются и внутри флюорита.

Рассмотренные структурные взаимоотношения различных составных частей породы позволяют считать, что флюоритизация здесь проходила позже доломитизации, так как флюорит заместил реликты кальцита, окремнение же развивалось позднее, и кварц замещал как доломит, так и флюорит.

Ж. ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ

(Табл. LXVI—LXVII)

В изученных карбонатных породах довольно широко распространены некоторые железосодержащие минералы, сформировавшиеся в постседиментационную стадию развития породы, а именно в диагенезе. К их числу относятся глауконит и пирит (марказит), хорошо устанавливаемые при изучении шлифов, а иногда заметные и невооруженным глазом.

Глауконит чаще всего связан с органическими остатками, выполняя камеры в раковинках фораминифер, ячейки у мшанковых скелетов, импрегнируя членики криноидей и т. д. (табл. LXVI, *387*).

Реже, но иногда в значительном количестве, он встречается в виде самостоятельных зерен овальной или неправильно-округлой формы, нередко растрескавшихся с периферии («лопастной» глауконит).

Присутствует глауконит в следующих породах. Во-первых, он встречается в известняках, не содержащих заметной терригенной примеси. Здесь он встречается редко и приурочен к некоторым прослоям относительно грубозернистых органогенно-обломочных и биоморфно-детритовых известняков. Еще реже он попадается в шламово-сгустковых и мелкокомковатых известняках. Следует отметить, что многие широко распространенные типы известняков, такие, как фузулинидовые, микрозернистые и шламовые, глауконита практически не содержат.

Во-вторых, глауконит довольно часто встречается в известняках, содержащих примесь песка или крупного алеврита (см. стр. 73—75), для которых он даже характерен; значительно реже он присутствует в известняках с мелким алевритом. При рассмотрении песчаных и алевритовых известняков было показано, что среди них встречаются разновидности красноцветные и сероцветные; в первых, кроме глауконита, присутствуют гидроокислы железа, причем в песчаных известняках они иногда наблюдаются и внутри глауконитовых зерен или даже замещают их нацело; в сероцветных известняках вместе с глауконитом и внутри его зерен нередко присутствует FeS_2, и чем мельче обломочный материал, тем больше сернистого железа: в песчанистых разностях его мало, в крупноалевритовых больше, а в мелкоалевритовых оно весьма обильно и как бы «вытесняет» глауконит. Напомним, что в глинистых известняках глауконит почти всегда отсутствует.

Глауконит одинаково часто наблюдается в известняках магнезиально-чистых и доломитовых. При сильной доломитизации породы некоторые глауконитовые зерна теряют свою четкость, контуры их становятся несколько расплывчатыми. Это заставляет предполагать, что доломитизация проходила позднее, чем глауконитообразование.

Пирит и (марказит?) [1] в сколько-нибудь заметных количествах присутствует только в сероцветных и темноцветных породах, развитых в восточной части платформы. Особенно много его в тех частях разреза, где обильны прослои темных глин, обогащенных органическим веществом. Здесь пирит встречается в виде небольших конкреций, приуроченных то к глинам, то к карбонатным прослоям. Он выполняет также вертикальные и наклонные трещины, наблюдается на плоскостях напластования глин и по стилолитовым швам; в трещинах он часто присутствует вместе с крупнозернистым прозрачным кальцитом.

В карбонатных толщах с редкими и небольшими глинистыми прослойками пирита мало, и если он не приурочен к трещинкам, то невооруженным глазом плохо различим; в таких случаях конкреций он не образует, и о присутствии его иногда можно судить по темным расплывчатым пятнам на более светлом фоне породы.

Пирит встречается, во-первых, в породах тонкозернистых (известняках и доломитах), обычно содержащих глинистую примесь и обогащенных органическим веществом, во-вторых, в известняках грубозернистых — органогенно-обломочных и обломочных, где органическое вещество и глинистая примесь либо отсутствуют, либо образуют тончайшие извилистые примазочки.

В тонко- и однородно-зернистой породе наблюдаются неясно очерченные, расплывчатые участки, где присутствует пирит, рассеянный в виде мельчайших зернышек и агрегатов (табл. LXVI, *388*). Если при этом отложения микрослоисты или слоеваты, то участки, обогащенные пиритом, имеют линзовидную форму. Там, где наблюдаются растительные остатки, в них также попадаются зернышки FeS_2.

Когда в тонкозернистой породе развиты несколько более грубозернистые прослои (например, шламовые или мелкодетритовые), пирит образует в них более крупные агрегаты и более густые скопления, чем в основной тонкозернистой породе.

В известняках относительно грубозернистых и не содержащих глинистой примеси FeS_2 распределено еще более неравномерно. Кроме мельчайших зернышек, здесь часто встречаются более крупные (до 1—2 мм) кристаллы кубической или октаэдрической формы (пирит), а также плотные агрегаты в виде шариков или неправильных включений (пирит или марказит). Здесь пирит приурочен и к цементу и к цементируемым фрагментам. В цементе он встречается в виде рассеянных мелких зерен и включений, а также неправильных вертикальных и горизонтальных прожилок между цементируемыми раковинами (табл. LXVI, *389*). Пирит присутствует как в микрозернистом карбонатном цементе, так и в цементе, состоящем из относительно крупных прозрачных кальцитовых зерен. В перекристаллизованных породах нередко можно наблюдать неправильные пиритовые включения, частично расположенные среди крупных кальцитовых кристаллов, а частично в микрозернистых, неперекристаллизованных участках (табл. LXVII, *391*). Иногда пирит тяготеет к участкам, образованным крупными кристаллами кальцита, расположенными в тонкозернистой карбонатной породе и, возможно, представляющим собой заполненные каверны (табл. LXVI, *390*). Попадаются

[1] Ввиду того, что в плотных массах пирит на основании микроскопического изучения не отличим от марказита, у нас нет уверенности, имеем ли мы дело только с пиритом или вместе с ним присутствует и марказит.

образцы очень сильно перекристаллизованные, в которых не только цемент, но и органические остатки замещены относительно крупными кристаллами кальцита или доломита, так что о первично органической природе фрагментов можно судить лишь по небольшим реликтам первоначальной структуры или по каемке микрозернистого карбоната, сохранившейся на их периферии. В таких образцах пирит приурочен главным образом к остаткам микрозернистого карбоната, хотя иногда отдельные зернышки его попадаются внутри крупных кристаллов, а иногда он заполняет промежутки между ними (табл. LXVII, *392*).

Надо сказать, что хотя пирит и присутствует в том или ином количестве в цементе, все же чаще всего он сосредоточен на поверхности или внутри цементируемых фрагментов. Так, в обломочных известняках пирит наблюдается главным образом на поверхности и внутри известняковых песчинок и галек, причем иногда он образует в последних неясно очерченный, несколько расплывчатый слой, расположенный, грубо говоря, параллельно контурам обломка и вблизи (но не у самой) поверхности его (табл. LXVII, *394*). Такое распределение пирита чрезвычайно напоминает конкреционное его стяжение. В оолитовых известняках с перекристаллизованным цементом FeS_2 сосредоточено чаще всего на внешней поверхности оолитин, но иногда и в ядрах (табл. LXVII, *396*). Там, где оолиты вдавлены один в другой и при этом частично растворены, пиритовая пыль подчеркивает характер поверхности растворения, сосредоточиваясь на ней (табл. LXVII, *397*). В органогенных известняках пирит обычно покрывает тонким налетом поверхность и внутренние полости раковин, а также бывает сосредоточен внутри створок (табл. LXVII, *395*).

Пирит встречается как в доломитизированных, так и в магнезиально-чистых известняках, причем можно предполагать, что пиритизация в основном проходила позднее доломитизации, так как иногда пирит проникает в промежутки между доломитовыми ромбоэдрами, а включения его, располагающиеся между известковыми и доломитовыми участками, внедряются и в те и в другие.

Выше было показано, что FeS_2 присутствует, и иногда в большом количестве, в перекристаллизованных известняках, а также в трещинах и кавернах, выполненных кальцитом (табл. LXVII, *393*). Поэтому возможно, что перемещение сернистого железа иногда совпадало с вторичной кальцитизацией пород.

Нередко пирит присутствует в кремнистых конкрециях и окремнелых участках, развитых среди карбонатных пород. При этом в одних случаях и в кремнях, и во вмещающей породе пирита одинаково много и он распределен сходным образом, в других же в кремнях его много, а во вмещающей породе он отсутствует. Кроме того, местами пирит выполняет трещинки, пересекающие кремнистые конкреции. Подобные соотношения FeS_2 и кремнезема свидетельствуют о том, что последовательность их выделения и концентрации бывает различной. В первом случае пирит, вероятно, присутствовал в породе до ее окремнения и «пассивно» захватывался кремнеземом, во-втором случае он перемещался и концентрировался вместе с SiO_2 и в третьем — поступал или перераспределялся после образования кремнистых конкреций.

Весь рассмотренный материал показывает, что пирит, во-первых, связан с определенным типом пород — тонкозернистыми глинистыми известняками (доломитами), обогащенными органическим веществом, и, во-вторых, часто встречается в разнообразных породах, где носит следы вторичного перемещения, подобного описанному А. Д. Архангельским для отложений Черного моря (1934).

Постоянное присутствие пирита в тонкозернистых глинистых известняках, так же как глауконита в песчаных и алевритистых, еще раз подтверждает правильность тех закономерностей распределения аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах, которые были установлены работами Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955). В рассматриваемых отложениях отчетливо выделяется группа пород (песчаные и алевритовые известняки и некоторые разности чистых мелководных известняков), принадлежащих к лептохлоритовой зоне илов, и группа пород (глинистые известняки и доломиты), относящихся к пиритной зоне. При этом переход между этими зонами отличается постепенностью, что подтверждается присутствием и глауконита и пирита в известняках с примесью мелкого алеврита. Следует отметить, что подобная связь аутигенно-минералогических форм железа с петрографическим составом пород не является формальной и контролируется, как показал Н. М. Страхов, содержанием в илах органического вещества. Как видно из описания типов пород, в западной части платформы, где осадки практически не содержат органического вещества, в глинистых известняках (доломитах) пирит отсутствует, более того, они явно обогащены, как и глины, гидроокислами железа, окрашивающими их в красный цвет.

В заключение подытожим данные изменения пород, полученные при петрографическом их изучении, и попытаемся выяснить порядок выделения или превращения тех или иных минеральных масс в ходе формирования породы. Конечно, при помощи одних только обычных петрографических методов этот вопрос нельзя разрешить уверенно, однако некоторые данные по этому поводу могут быть получены уже при изучении структурных взаимоотношений разных минералов.

Границей двух крупных стадий породообразования — диагенеза и эпигенеза — Н. М. Страхов (1953) предложил считать окончательную литификацию отложений. В нашем случае литификация,

очевидно, завершается перекристаллизацией карбонатного вещества и связанной с этим цементацией отложений. Особенно отчетливо этот процесс обнаруживается в крупнофрагментарных, первично крупнопористых породах, где промежутки между фрагментами сначала крустифицируются тонкозернистым $CaCO_3$, а затем поры заполняются относительно крупными кальцитовыми зернами. Так как крустификационные оболочки сплошь покрывают цементируемые фрагменты, то можно считать, что выделение крустификационного $CaCO_3$ происходило еще в обводненном, не вполне затверделом осадке, когда возможно было раздвигание этих фрагментов без сколько-нибудь заметных следов их деформации; образованием же относительно крупнокристаллического $CaCO_3$ цементация закончилась.

Какие же преобразования предшествовали перекристаллизации? Одним из наиболее широко распространенных процессов, наложивших существенный отпечаток на облик многих карбонатных пород, была доломитизация. Она протекала в основном до полной литификации осадков (см. стр. 82—83), хотя в небольшом количестве доломит мог возникать и перераспределяться в литифицированной породе. В приведенной схеме доломитизация показана ранее перекристаллизации.

Образование глауконита предшествовало доломитизации, а кремнистые конкреции появились позднее последней. В то же время возникновение кремнистых конкреций, как, по-видимому, всяких конкреций, шло в еще не вполне литифицированных слоях, где был возможен достаточно энергичный диффузный ток веществ. Вместе с тем окремнение (чаще всего окварцевание) происходило и позднее, уже после литификации; так, например, крупные кристаллы кальцита в органогенных известняках иногда замещались крупными же кристаллами кварца. Еще позднее происходило образование кварцевых жеод и секреций. Следовательно, окремнение связано как с долитификационной стадией, так и с послелитификационной.

Сернистое железо возникало из окисного железа в определенной обстановке (глинистые осадки с органическим веществом) на сравнительно ранней стадии породообразования — в иле, но перемещение и концентрация его охватывают длительный этап. Иногда перемещение FeS_2 предшествует образованию кремнистых конкреций, иногда совпадает с ним, а порой происходит позднее (см. стр. 86, 87). Во многих случаях перемещение сернистого железа совпадает с формированием прожилок или включений крупнокристаллического $CaCO_3$ (табл. LXVI, *390;* табл. LXVII, *393*), которые могли возникать лишь в твердой породе.

Сульфатизация — появление гипса, ангидрита и целестина — происходила позднее доломитизации, цементации и окремнения, причем иногда она сопровождалась выпадением флюорита, идиоморфные кристаллы которого наблюдаются среди гипса. Кроме того, CaF_2 встречается в бессульфатных толщах, замещая карбонатные минералы, выполняя трещинки и пустоты в породе или концентрируясь на поверхности кремнистых конкреций. Такая флюоритизация происходила позднее перекристаллизации, но иногда предшествовала окварцеванию.

Наконец, еще позднее, главным образом в зоне поверхностного выветривания, широко протекало раздоломичивание, которое, по-видимому, проходило и раньше, сопровождая сульфатизацию, но не достигало таких размеров, как в зоне выветривания.

К числу процессов, менее значимых для породообразования, относятся децементация пород, сопровождаемая выносом сульфатов и кальцита, а также окисление FeS_2.

Таким образом, на основании структурных соотношений минералов можно в общих чертах наметить последовательность изменения пород (см. табл. 5). Нетрудно видеть, что те изменения, которые предшествовали литификации, представляют собой результат перераспределения или изменения минералогических форм седиментационного материала. Так, доломитизация связана с перераспределением доломита, а возможно, и переходом первично выпавших основных солей $MgCO_3$ в $CaMg(CO_3)_2$. Кремнистые конкреции образуются за счет растворения в грунтовом растворе биогенного SiO_2, а глауконит и сернистое железо возникают от изменения окислов железа, поступивших в осадок в седиментационную стадию.

Последовательность диагенетических превращений хорошо согласуется с предложенной Н. М. Страховым (1953) схемой подразделения диагенетической стадии на этапы. Первый этап этой схемы определяется как этап окислительного минералообразования; к нему относится формирование в осадках определенных зон моря глауконита — наиболее раннего минерального новообразования. В других зонах, тяготеющих к западной части платформы, где в осадках не погребалось органическое вещество, зона окислительного минералообразования была настолько значительна, что гидроокислы железа не изменяясь перешли в породы (красноцветные морские мергели и глины).

Второй этап — этап восстановительного минералообразования — характеризуется появлением сернистого железа в грунтах, богатых органическим веществом. Таким образом, по форме присутствующего в осадках железа в это время отчетливо устанавливается площадная минералогическая зональность морских грунтов. Следует отметить, что с точки зрения последовательности изменения первичного окисного железа в колонке грунта образование глауконита и FeS_2 относится к двум разным этапам (зонам), но если учитывать их приуроченность к разным фациальным типам осадков, в которых границы восстановительной

и окислительной зон были расположены на разных уровнях, то на вертикальном профиле грунта места возникновения этих двух минералов будут сближены, что отражено на схеме (табл. 5) неровной линией раздела I и II зон.

Наконец, четвертый этап в основном завершает литификацию.

Позднейшие изменения пород — эпигенетические — в отличие от диагенетических связаны главным образом с привносом веществ в осадок

Таблица 5

Схема основных отложений на разных стадиях породообразования

Этапы породообразования				Исходные вещества и основные изменения
Седиментогенез				$CaCO_3$ { хемогенный, органогенный, обломочный }; SiO_2 (вероятно, в основном биогенный); Окислы железа; Карбонаты магния
Долитификационный	Диагенез	I этап (зона)	По Н. М. Страхову	Глауконит; Сернистое железо
		II этап (зона)		Доломитизация
		III этап (зона)		Образование кремнистых конкреций
		IV этап (зона)		Перекристаллизация и цементация; Перемещение FeS_2
Послелитификационный	Эпигенез			Сульфатизация и выделение CaF_2; Окремнение пород Образование жеод SiO_2; Замещение флюоритом органических остатков и выделение CaF_2 в трещинах и пустотах
	Выветривание			Раздоломичивание; Децементация (вынос сульфатов и кальцита); Окисление FeS_2

Вероятно, ко второму же этапу относится доломитообразование, которое могло продолжаться и в следующем этапе, но закончилось в основном до образования кремнистых конкреций.

Третий этап — этап конкрециеобразования и дальнейшего перераспределения веществ в осадках. В нашем случае этот тип характеризуется возникновением кремнистых конкреций.

(сульфатизация, флюоритизация) или выносом их оттуда (раздоломичивание, децементация), причем привнос осуществлялся в собственно эпигенетическую стадию, а вынос — в стадию выветривания. Следует, однако, заметить, что некоторые вещества (например, сульфаты) поступали из осолоненных реликтовых вод самого бассейна, и потому эти вещества не были совершенно чужды осадку.

ТАБЛИЦЫ
I – LXVII

Таблица I

Фиг. 1. Известковистый доломит. Шлиф, обработанный $FeCl_3$ и $(NH_4)_2S$. Черное поле — кальцит, светлое — кристаллы доломита.

Фиг. 2. Кальцитизированный доломит. Шлиф, обработанный $FeCl_3$ и $(NH_4)_2S$. Черное — крупнокристаллический кальцит, светлое — ромбоэдры доломита, внутри которых присутствуют небольшие включения $CaCO_3$ (черные пятнышки).

Фиг. 3. Доломитовый известняк. Шлиф, обработанный $AgNO_3$ и K_2CrO_4. Красное — кальцит, светлое — доломит.

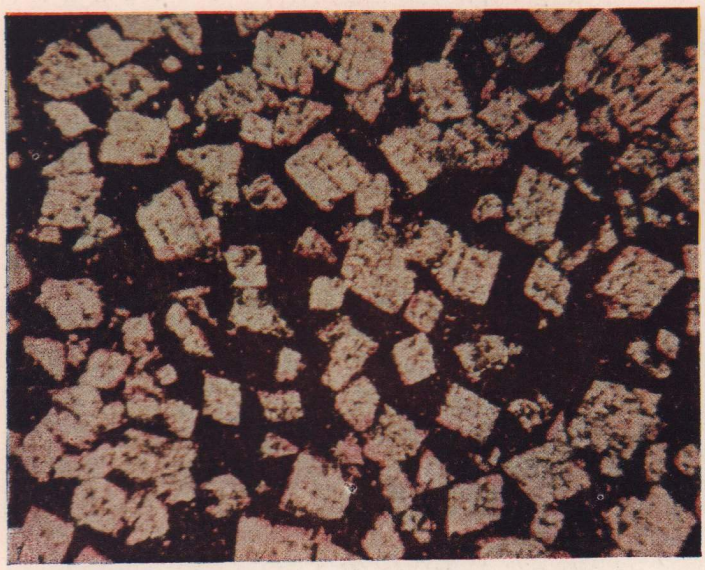
Фиг. 4. Тонкозернистый доломит с кальцитизированными органическими остатками. Шлиф, обработанный $AgNO_3$ и K_2CrO_4.

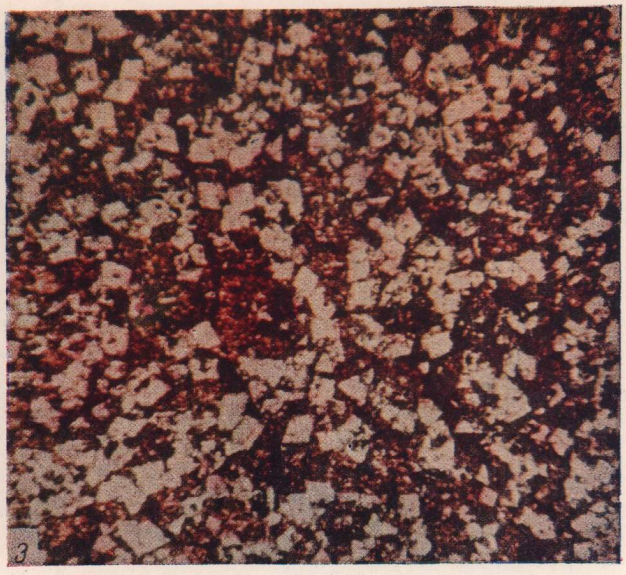
Фиг. 5. Тонкозернистый доломит с обильными включениями крупнокристаллического кальцита. Шлиф, обработанный подкисленными чернилами. Интенсивно окрашенное — кальцит, светлое — доломит.

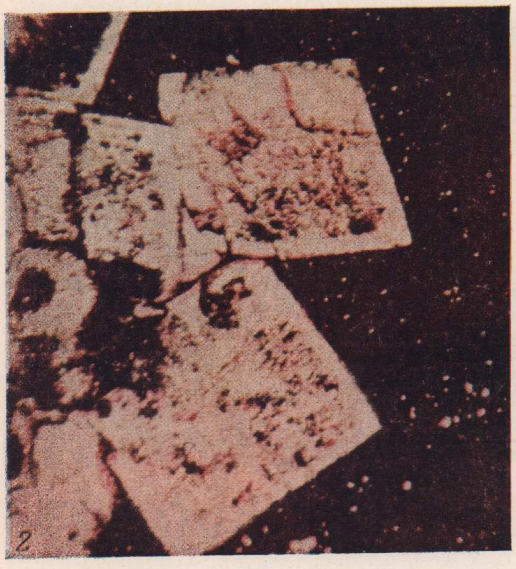
Фиг. 6. Доломитовая брекчия с кальцитовым цементом. Пришлифовка, обработанная молярным раствором $Cu(NO_3)_2$. Из коллекции В. Н. Разумовой.

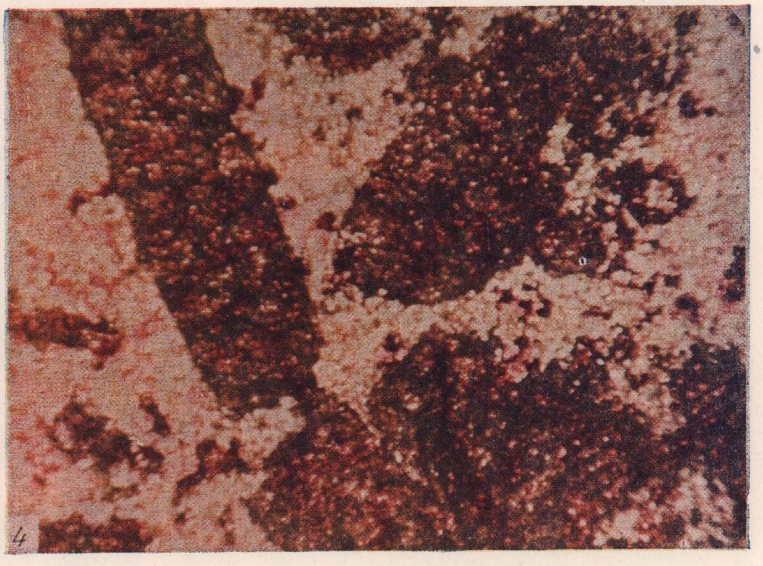
Фиг. 7. Пятнистая известково-доломитовая порода. Пришлифовка, окрашенная молярным раствором $Cu(NO_3)_2$.

Из коллекции К. К. Зеленова.


1


3


2


4


5


6

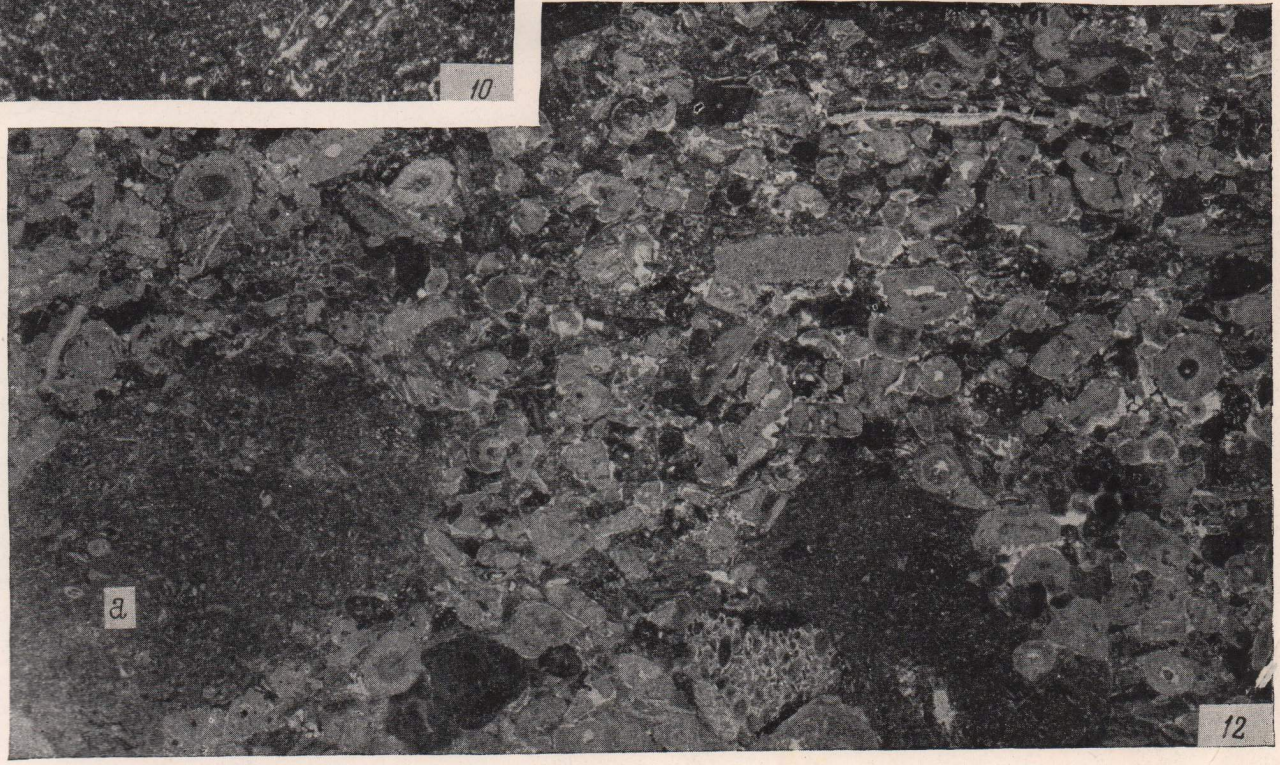

7


8


9


11


10


а

12

Таблица II

Фиг. 8. Резкий контакт микрозернистого (внизу) и крупнодетритового (вверху) известняка. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Каширка.

Фиг. 9. Резкий и слегка неровный контакт тонкозернистого (внизу) и органогенно-детритового (вверху) известняка. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Подольский горизонт, р. Осетр.

Фиг. 10. Контрузивная текстура, определяемая «вихреобразным» расположением мелкого органогенного детрита в тонкозернистом известняке. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Осетр.

Фиг. 11. Контрузивная текстура. Органогенный детрит и шлам располагаются в тонкозернистой известняковой массе в виде дуг; текстура обусловлена жизнедеятельностью червей-илоедов. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, р. Мезенка.

Фиг. 12. Остатки ходов червей-илоедов (*а*) в грубой органогенно-детритовой породе. На поперечном разрезе через ход (слева) отчетливо видно «дугообразное» расположение материала. Шлиф. Увел. 5, николь 1. Мячковский горизонт, р. Ока.

Таблица III

Фиг. 13. Брекчия растрескивания, состоящая из кусочков белого микрозернистого известняка, лишь слабо смещенных один относительно другого. Выше брекчии, так же как и в пространстве между кусочками, развит более темный строматолитовый известняк. Пришлифовка. Каширский горизонт, р. Лопасня.

Фиг. 14. Мелкообломочная брекчия растрескивания, состоящая из кусочков белого микрозернистого известняка, сцементированных более темным пелитоморфным карбонатом кальция. Многие обломки лишь слегка перемещены один относительно другого. Брекчия образует тонкий линзовидный слой в грубом известняковом песчанике. Нат. вел. Мячковский горизонт, р. Ока, дер. Ташенка.

Фиг. 15. Брекчия, состоящая из кусочков белого микрозернистого известняка, сцементированных органогенно-детритовым известняком. Пришлифовка. Уменьш. в 2 раза. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

Фиг. 16. Участок известняковой брекчии. Обломки микрозернистого известняка сцементированы сгустково-строматолитовым известняком; в последнем видны многочисленные поры, инкрустированные тонкозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Лопасня.

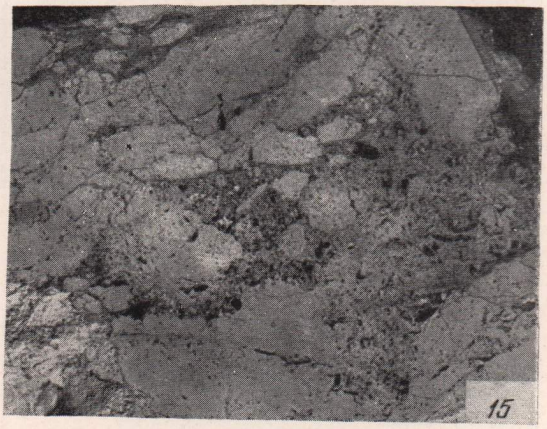
Фиг. 17. Брекчия, представляющая собой пелитоморфный известняк, разбитый многочисленными трещинками на неправильные обломки; трещины заполнены крупными кристаллами кальцита; форма и контуры многих мелких обломков указывают на частичное их растворение и замещение крупнокристаллическим кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

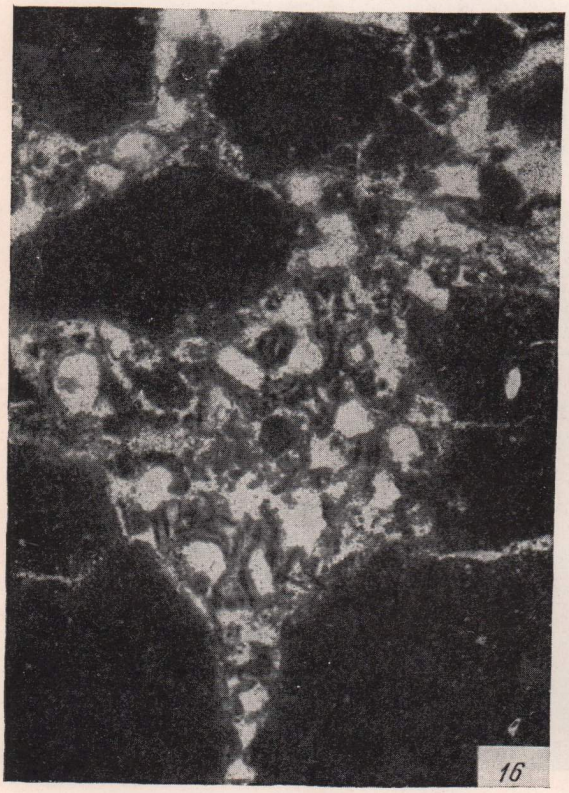
Фиг. 18. Брекчия из обломков различных известняков. Верхняя поверхность обломков местами сглажена и покрыта тонкой корочкой строматолитов. Пришлифовка. Подольский горизонт, р. Онега.

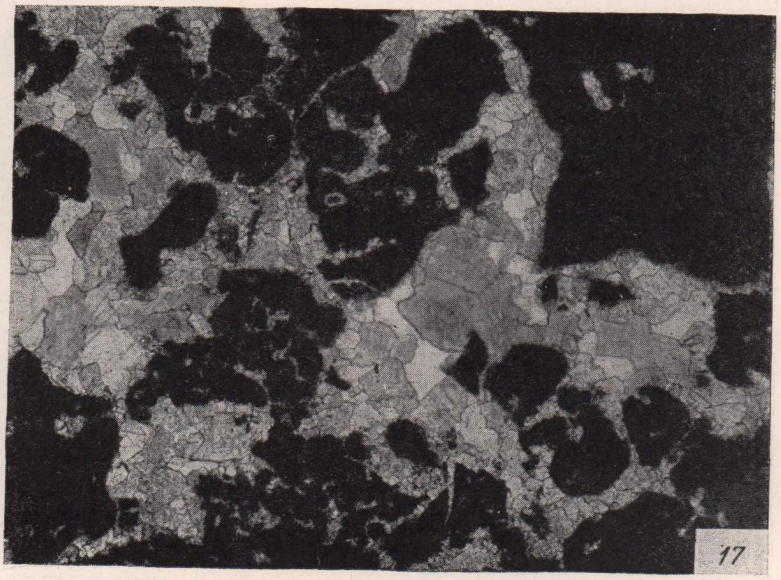
Фиг. 19. Брекчия взрыхления (пятнистый известняк). Многочисленные неправильные обломки микрозернистого известняка заключены в тонкозернистом шламовом известняке. Пришлифовка. Мячковский горизонт, дер. Мячково.

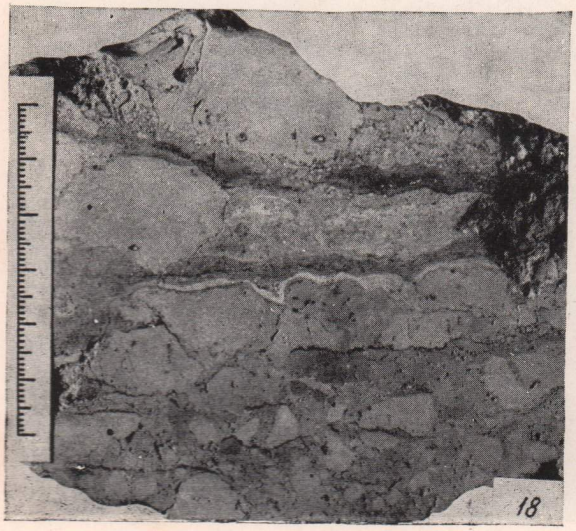

13

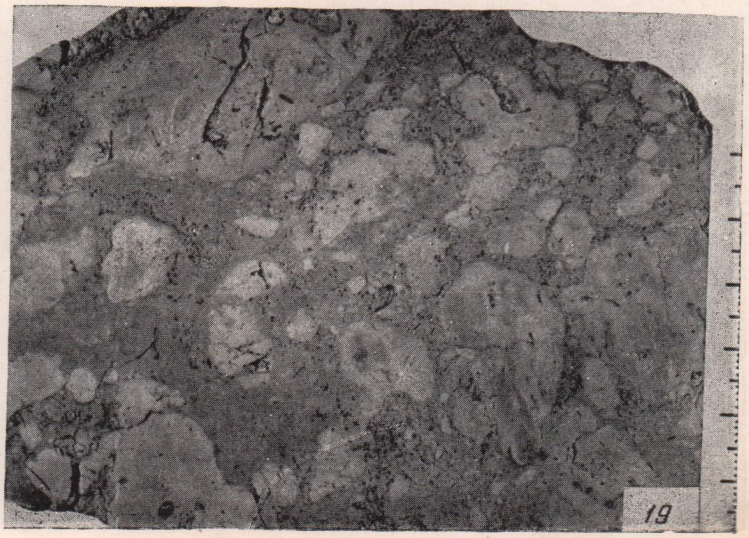

14


15


16


17


18


19



20



21



22



23



24



25

Таблица IV

Фиг. 20. Известняковый конгломерат из разнообразных по размеру и составу галек; некоторые гальки окружены водорослевой коркой (+). Пришлифовка. Касимовский горизонт, р. Москва.

Фиг. 21. Известняковый гравелит с отдельными крупными гальками; верхняя поверхность гальки гладкая, а нижняя очень неровная. Пришлифовка. Подольский горизонт, р. Каширка.

Фиг. 22. Известняковый гравелит из обломков разнообразных известняков. Пришлифовка. Нат. вел. Каширский горизонт, г. Судогда (Окско-Цнинское поднятие).

Фиг. 23. Несортированный известняковый конгломерат с тонкими глинистыми прослоечками, на продолжении которых местами развиваются стилолиты. Пришлифовка. Нат. вел. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Из коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой.

Фиг. 24. Цемент известнякового конгломерата. Видны хорошо окатанные обломки афанитового известняка и цемент, переполненный окатанным раковинным детритом. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Из коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой.

Фиг. 25. Цемент известнякового конгломерата, представляющий собой мелкообломочный известняк с примесью окатанного раковинного детрита. Шлиф. Увел. 7, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Из коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой.

Таблица V

Фиг. 26. Грубозернистый известняковый песчаник с гравием. Пришлифовка. Мячковский горизонт, р. Москва.

Фиг. 27. Среднезернистый известняковый песчаник с раковинным детритом; отдельные более мелкие песчинки и раковины окружены оболочкой радиально-лучистого кальцита. Цемент кальцитовый; тип цементации крустификационный и выполнения пор. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

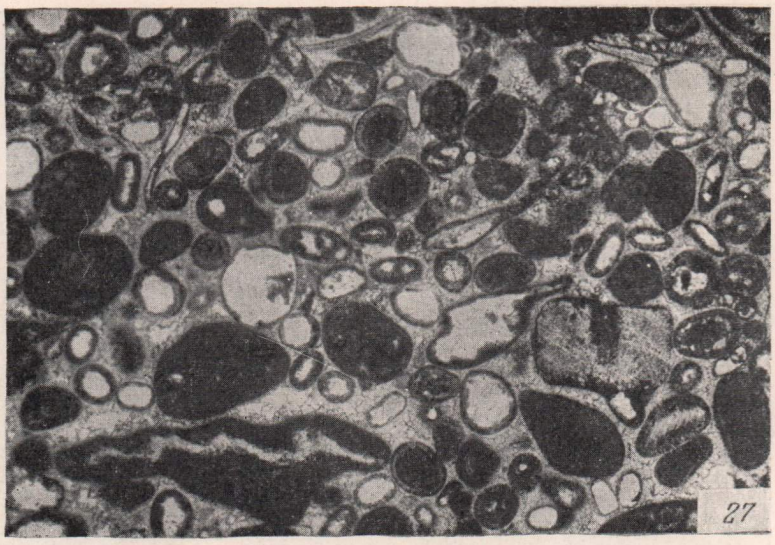
Фиг. 28. Грубо- и среднезернистый известняковый песчаник; многие песчаники представляют собой хорошо окатанные обломки раковин. Цемент скудный, выполняющий пустоты между соприкасающимися обломками. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Цна.

Фиг. 29. Мелкообломочный известняковый песчаник. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, р. Москва.

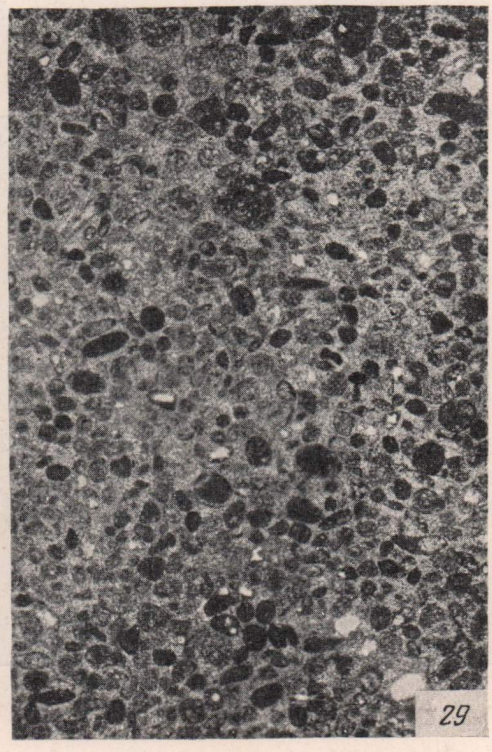
Фиг. 30. Известняковый песчаник эолового происхождения, состоящий из хорошо окатанных и сортированных зерен микрозернистого известняка, сцементированных небольшим количеством тонкозернистого кальцита (цемент выполнения пор). Во многих обломках микрозернистый кальцит перекристаллизован в более крупные зерна, сходные с зернами цемента. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, ст. Пески.

Фиг. 31. Известняковый песчаник эолового происхождения, состоящий из хорошо окатанных и сортированных известковых песчинок; многие из последних представляют собой окатанный органогенный детрит. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Там же.

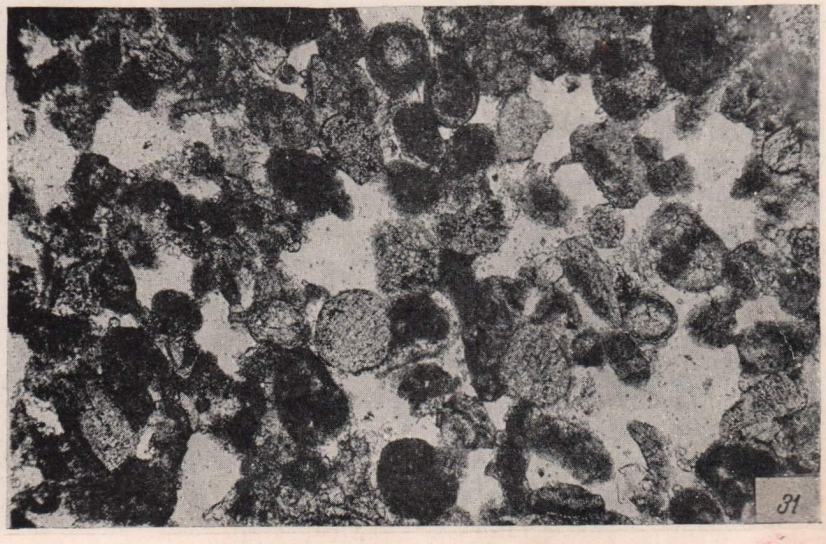

26


27


28

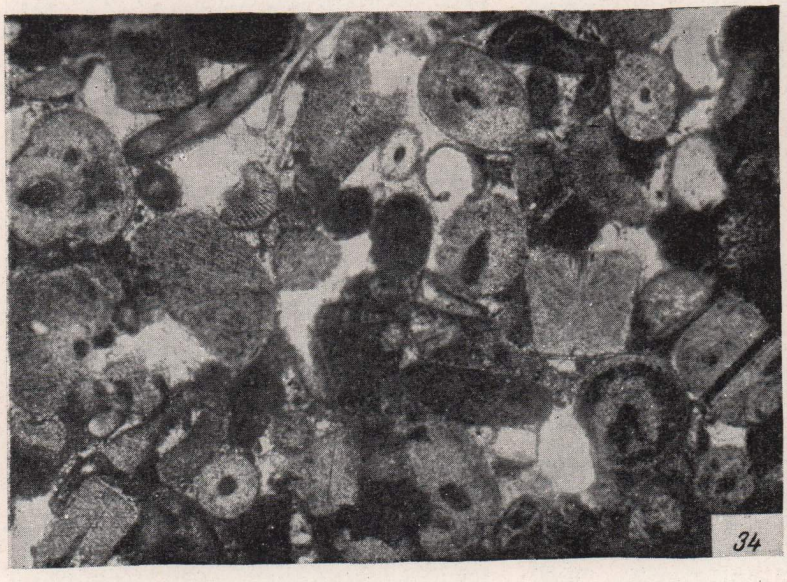

29


30

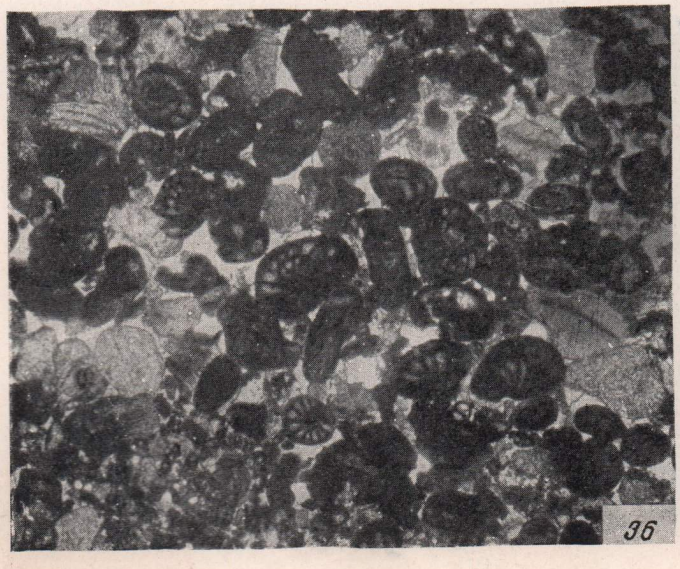

31


32


33


34


35


36

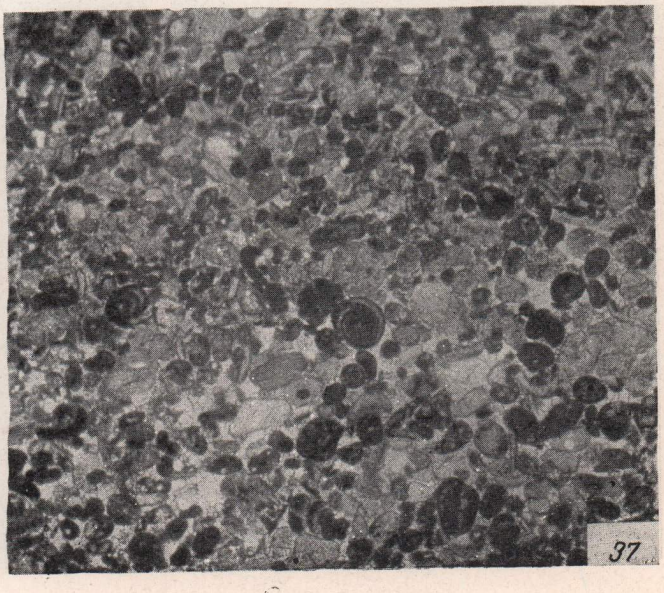

37

Таблица VI

Фиг. 32. Раковинный известняковый песчаник с известняковым гравием и гальками. Пришлифовка. Нат. вел. Касимовский горизонт, р. Ока (Окско-Цнинское поднятие).

Фиг. 33. Раковинный песчаник, в котором преобладают окатанные раковины фузулинид; здесь же попадаются окатанные членики криноидей. Цемент скудный, образованный тонкозернистым кальцитом и раковинным шламом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 34. Раковинный песчаник (криноидная разность), состоящий преимущественно из окатанных члеников криноидей; многие из них сильно гранулированы. Цемент скудный, и по нему развивается пористость. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, р. Пинега.

Фиг. 35. Мелкозернистый раковинный песчаник, состоящий из хорошо окатанных скелетных обломков (иглокожие, кораллы, фораминиферы и др.), сцементированных небольшим количеством микрозернистого кальцита (цемент выполнения пор). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 36. Раковинный песчаник, состоящий из окатанных раковинок мелких фораминифер (которые преобладают), члеников криноидей, обломков скелетных частей кораллов, унгдарелл и др. Цемент очень скудный (выполнения пор). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Кельтма.

Фиг. 37. Мелкозернистый раковинный песчаник из окатанных обломков разнообразного состава. Обращает на себя внимание довольно хорошая сортировка материала. Цемент скудный. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Таблица VII

Фиг. 38. Криноидно-полидетритовый известняк, состоящий из мелкого разнообразного раковинного детрита и крупных члеников криноидей. Цемент необильный, представленный кристаллами кальцита различных размеров. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Касимовский ярус, г. Судогда (Окско-Цнинское поднятие).

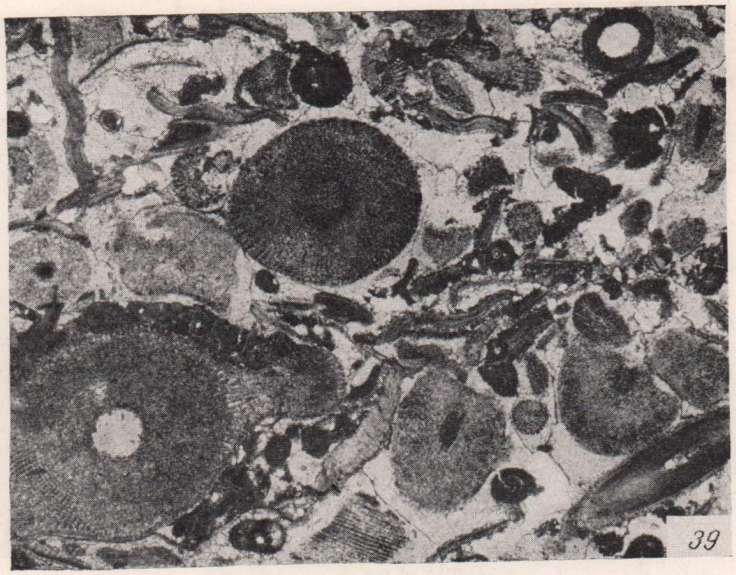
Фиг. 39. Криноидно-полидетритовый известняк, состоящий из остатков эхинодермат, преимущественно криноидей и другого раковинного детрита. Слева видна игла морского ежа с наросшей на ней мшанкой. Цемент образован среднекристаллическим кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовский ярус, г. Судогда.

Фиг. 40. Верхняя поверхность слоя брахиоподово-полидетритового известняка, покрытая многочисленными створками раковин *Choristites*. Подольский горизонт, Верхнее Поволжье.

Фиг. 41. Брахиоподово-полидетритовый известняк, состоящий из мелкого разнообразного раковинного детрита (фораминиферы, остракоды, иглокожие и т. д.) и крупных обломков раковин брахиопод. Цемент образован мелко- и тонкозернистым кальцитом, и только под крупными раковинами брахиопод сохранился пелитоморфный карбонат кальция; здесь же местами наблюдается крупнокристаллический кальцит, заполнивший пустоту между раковиной и пелитоморфным карбонатом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Истья.

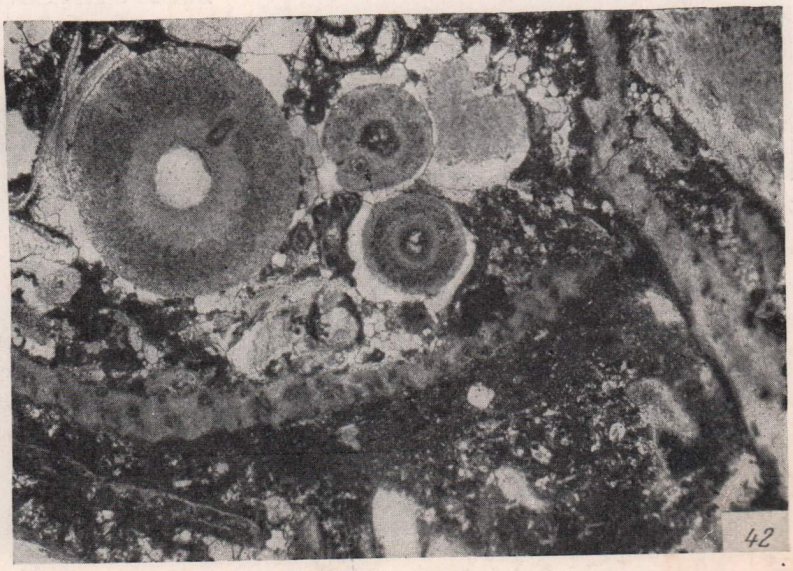
Фиг. 42. Брахиоподово-полидетритовый известняк, образованный разнообразным по величине и составу органогенным детритом. Видны крупные обломки раковин брахиопод и членики криноидей; здесь же много мелкого раковинного детрита. Цемент в одних участках — микрозернистый, в других — крупнокристаллический. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Московская область.

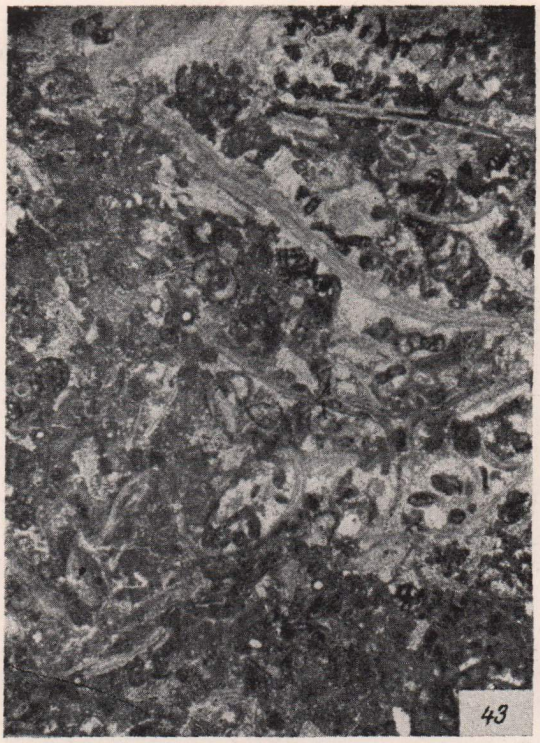

38

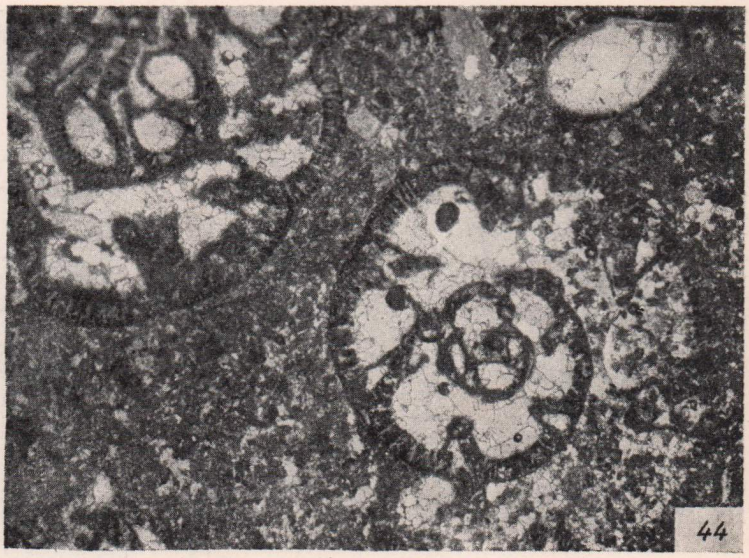

39

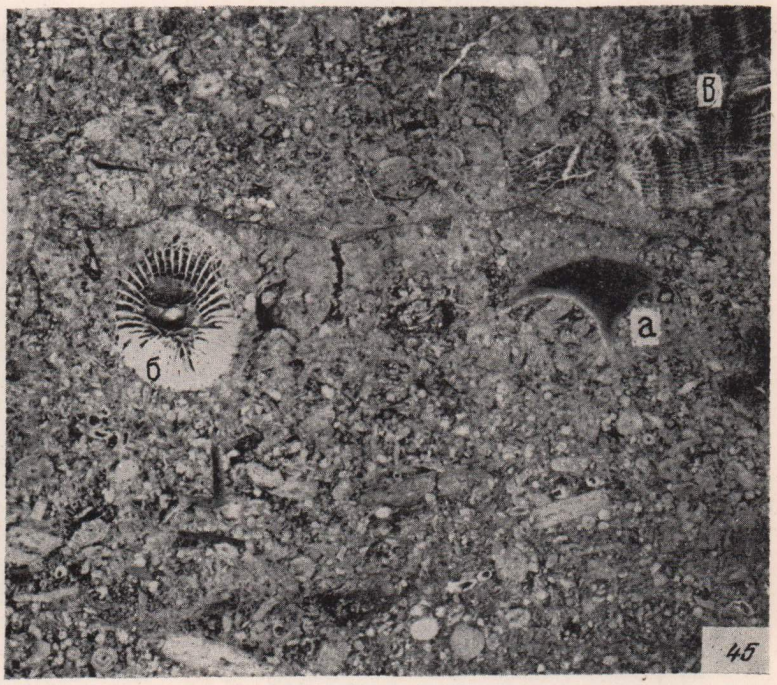

40


41

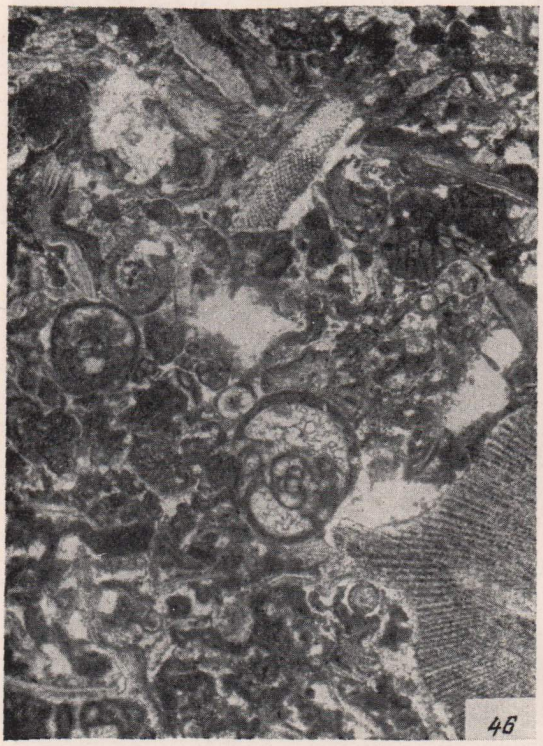

42


43


44



45


46


47

Таблица VIII

Фиг. 43. Фораминиферово-полидетритовый известняк с брахиоподами. Основная часть породы состоит из раковинок мелких фораминифер и разнообразного органогенного детрита (иглокожие, мшанки, брахиоподы и др.). Кроме того, местами много крупных обломков раковин брахиопод. Карбонатная неорганогенная часть представлена микрозернистым кальцитом, но там, где много крупных обломков, она состоит из мелко- и среднезернистого кальцита. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Проня.

Фиг. 44. Фораминиферово-полидетритовый известняк. В мелко- и разнообразно-детритовом известняке рассеяны крупные раковины брэдиин. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 45. Грубообломочный органогенный известняк. Видны крупные обломки брахиопод (*а*), одиночных (*б*) и колониальных кораллов (*в*). Пришлифовка. Нат. вел. Мячковский горизонт, г. Подольск.

Фиг. 46. Фораминиферово-полидетритовый известняк, состоящий из разнообразного органогенного детрита и фораминиферовых раковин. Сортировка материала по величине отсутствует. Количество цемента незначительное. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, р. Северная Двина.

Фиг. 47. Неровный контакт между тонкозернистым и грубообломочным известняком. Пришлифовка. Нат. вел. Мячковский горизонт, г. Щурово.

Таблица IX

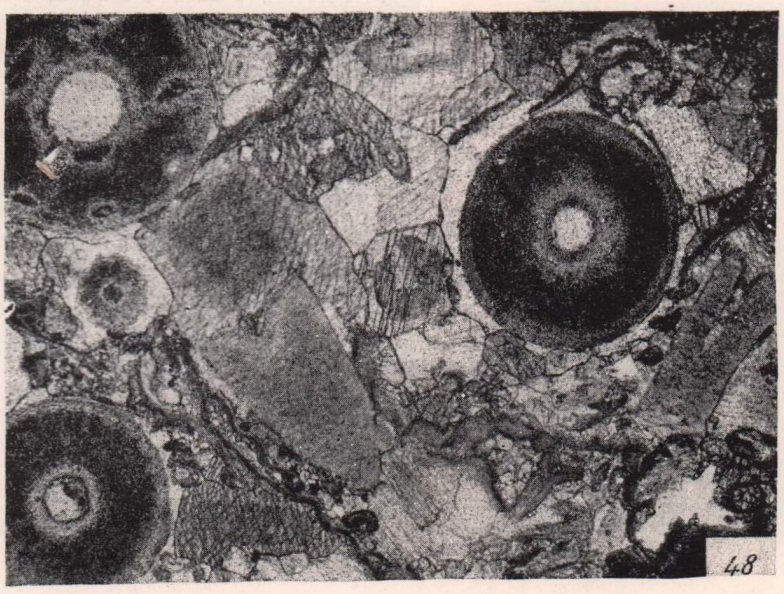
Фиг. 48. Крупнодетритовый криноидный известняк. Видны крупные членики криноидей и их обломки, каждый из которых включен в крупный кристалл кальцита. Последние плотно прилегают один к другому. В некоторых кристаллах структура криноидей почти исчезла. Шлиф. Увел. 20. Верейский горизонт, р. Проня.

Фиг. 49. Мелкодетритовый известняк, состоящий из разнообразных органогенных остатков. Видны иглокожие, брахиоподы, фораминиферы. Цемент скудный, представленный микрозернистым кальцитом. Текстура слоеватая. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, Верхнее Поволжье.

Фиг. 50. Мелко- и разнообразно-детритовый известняк с небольшим количеством микрозернистого карбонатного цемента. Хорошо заметны раковинки *Tuberitina*, наросшие одна на другую (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, р. Мезенка.

Фиг. 51. Мелкообломочный криноидно-полидетритовый известняк. Видны многочисленные обломки члеников криноидей и мелкий неопределимый детрит. Цемент скудный, образованный микрозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Беспута.

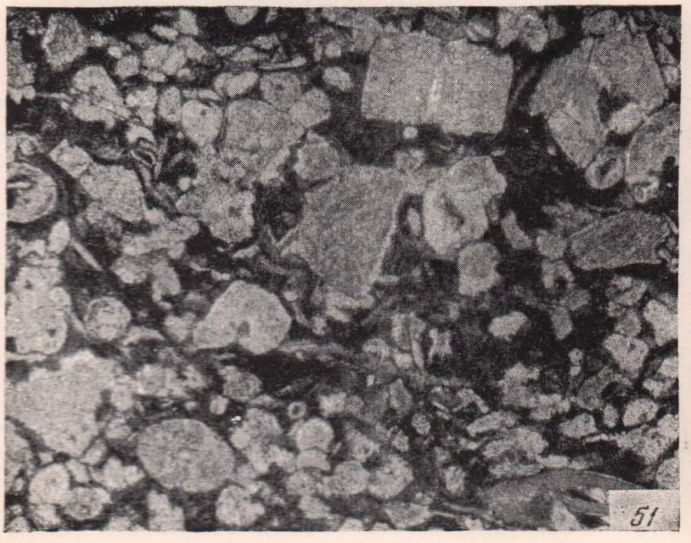
Фиг. 52. Мелкообломочный криноидно-полидетритовый известняк. Порода состоит из мелких обломков криноидей и тонкого неопределимого детрита. Видны также раковинки *Tuberitina*. Карбонатная неорганогенная часть образована микрозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Московская область.


48


49



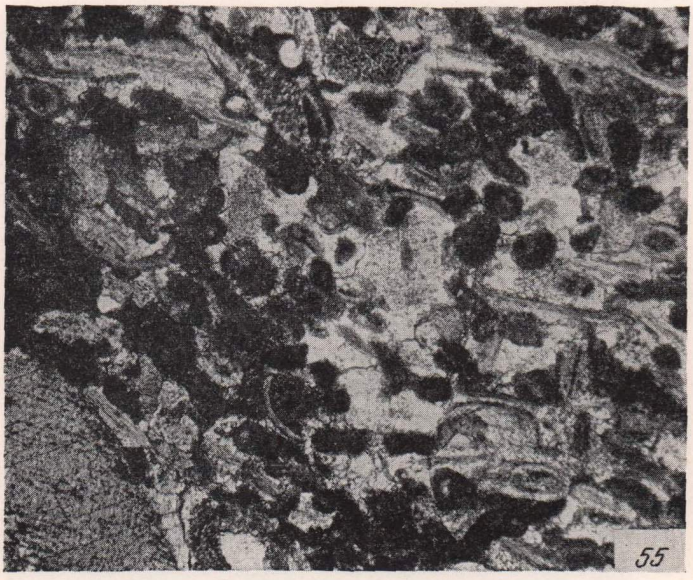
50


51


52


53


54


55


56


57


58

Таблица X

Фиг. 53. Мелкообломочный брахиоподово-полидетритовый известняк. Видны многочисленные, преимущественно мелкие обломки раковин брахиопод (преобладают), члеников криноидей, фораминифер и др. Карбонатная неорганогенная часть состоит из мелко- и среднекристаллического кальцита. Текстура слоеватая. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовский ярус, р. Москва.

Фиг. 54. Мелкообломочный брахиоподово-полидетритовый известняк. Видны обломки раковин брахиопод, обросшие мелкими прозрачными кристаллами кальцита. Основная карбонатная неорганогенная часть породы образована пелитоморфным кальцитом. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, р. Каширка.

Фиг. 55. Мелкообломочный фораминиферово-полидетритовый известняк. Порода состоит из мелкого разнообразного детрита (брахиоподы, иглокожие) и раковинок мелких фораминифер, причем многие из них утратили структуру, превратившись в мелкие сгустки пелитоморфного кальцита. Шлиф. Увел. 45, николь1. Каширский горизонт, р. Истья.

Фиг. 56. Шламовый известняк, состоящий из микрозернистого кальцита и тонкоперетертого неопределимого раковинного шлама. В небольшом количестве присутствуют более крупные органические остатки (мелкий детрит). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 57. Шламовый известняк, состоящий из микрозернистого кальцита и тонкоперетертых скелетных остатков (шлам). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 58. Шламово-микросгустковый известняк. Видны мельчайшие сгусточки из пелитоморфного кальцита, сцементированные тонко- и микрозернистым кальцитом; в небольшом количестве присутствует тонкий органогенный шлам. Сгусточки представляют собой разложившиеся раковинки мелких фораминифер, утративших свою структуру. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, р. Ока.

Таблица XI

Фиг. 59. Известняк с многочисленными отпечатками и ядрами раковин пелеципод, гастропод и денталиумов. Раскол по слоистости. Нат. вел. Касимовский ярус, р. Онега.

Из коллекции Е. А. Ивановой.

Фиг. 60. Микрозернистый известняк с многочисленными разрезами через перекристаллизованные раковины пелеципод и гастропод. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

Фиг. 61. Фузулинидовый известняк. Образец. Верхний карбон, Самарская Лука.

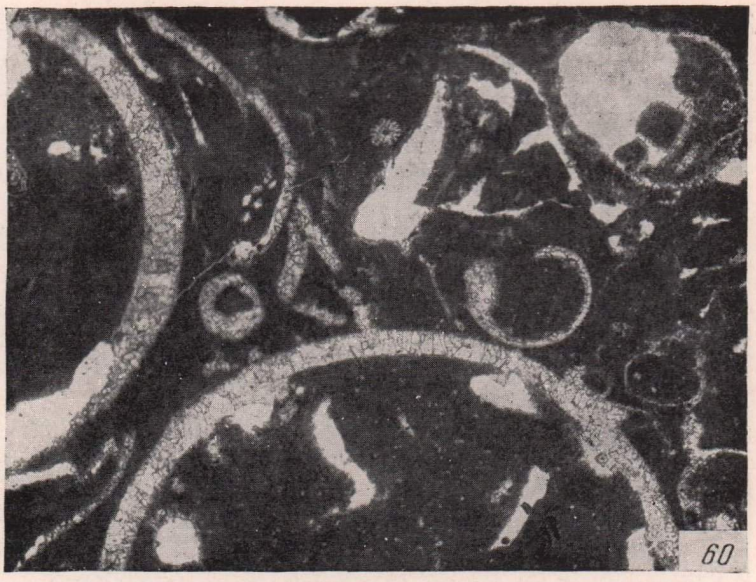
Репродукция из книги Ноинского (1913).

Фиг. 62. Пористый фузулинидовый ракушняк из поврежденных раковин фузулинид с полыми камерами. Раковины сцементированы небольшим количеством микрозернистого кальцита. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовский ярус, дер. Алферово (Окско-Цнинское поднятие).

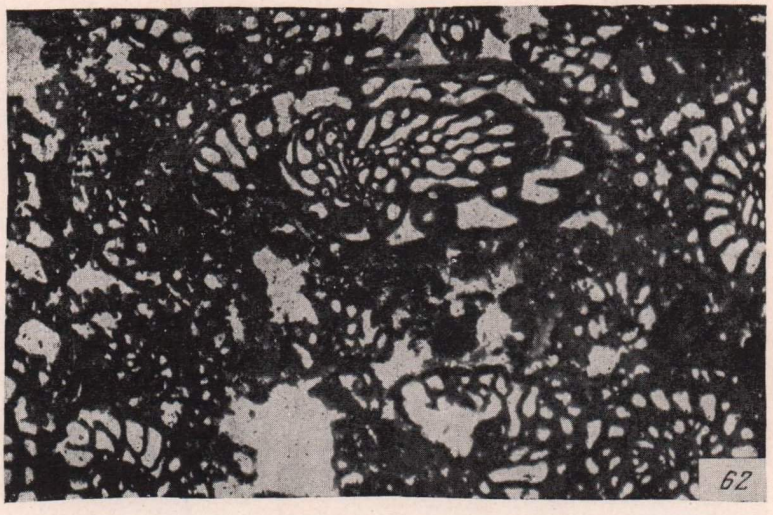
Фиг. 63. Плотный фузулинидовый известняк, состоящий из соприкасающихся раковин фузулинид. Камеры в раковинах и пространство между ними заполнено тонко- и мелкокристаллическим кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 64. Плотный фузулинидовый известняк, состоящий из раковин фузулинид, пространство между которыми заполнено микрозернистым кальцитом. Камеры выполнены более крупными кристаллами кальцита. Тот же шлиф, что и на фиг. 63 (другой участок). Увел. 20, николь 1.

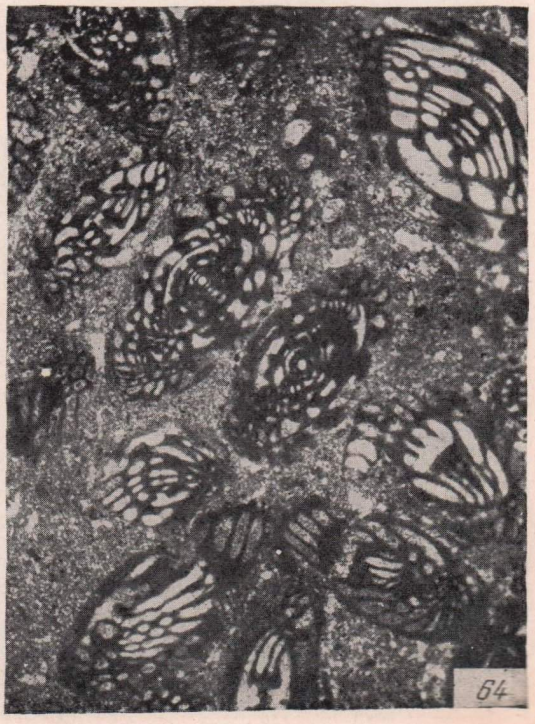

59


60

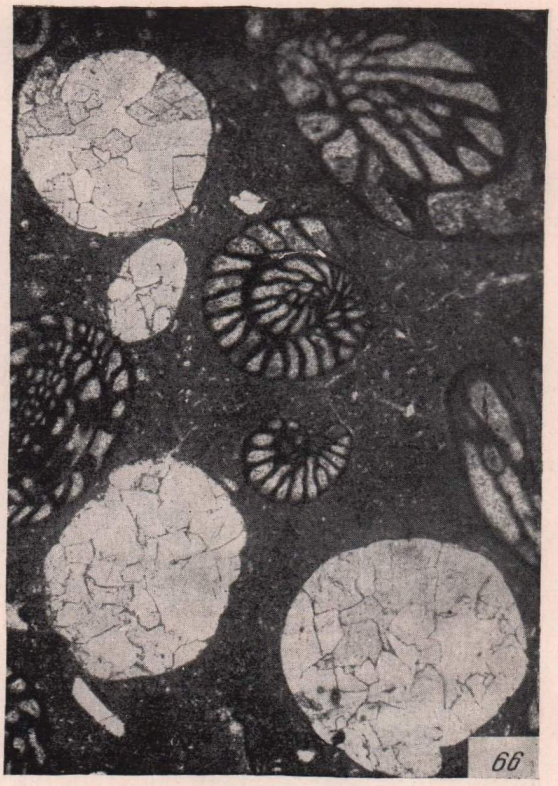

61


62


63


64


65


66


67


68

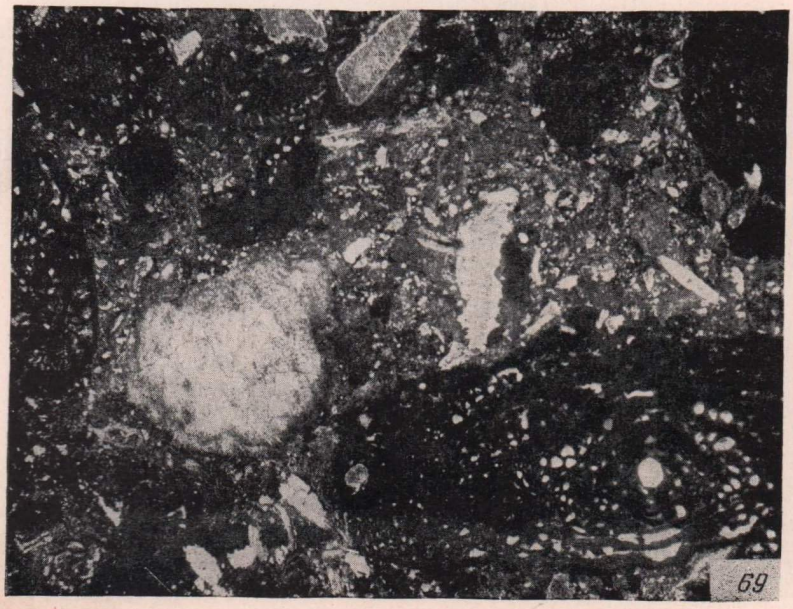

69

Таблица XII

Фиг. 65. Фузулинидовый известняк с обильным известняковым цементом. Цельные и поврежденные раковинки фузулинид цементируются микрозернистым кальцитом. Камеры в раковинах выполнены средне- или тонкозернистым кальцитом, а во внешних оборотах наблюдается микрозернистый кальцит. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 66. Фузулинидовый известняк с обильным известняковым цементом. Многие раковины целиком замещены крупно- и среднекристаллическим кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 67. Фузулинидовая раковина, замещенная крупнокристаллическим кальцитом; криптокристаллический карбонат кальция сохранился только в камерах внешнего оборота раковины. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 68. Ход животного, выполненный породой с большим количеством пустот от раковин фузулинид; ход проходит в доломитизированном известняке с редко рассеянными раковинами фузулинид. Раскол по слоистости. Верхний карбон, р. Онега.

Фиг. 69. Известняк, состоящий из раковин фузулинид и разнообразного раковинного детрита. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Касимовский ярус, Самарская Лука.

Таблица XIII

Фиг. 70. Фузулинидовый известняк с обломками раковин брахиопод и члеников криноидей. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовский ярус, Самарская Лука.

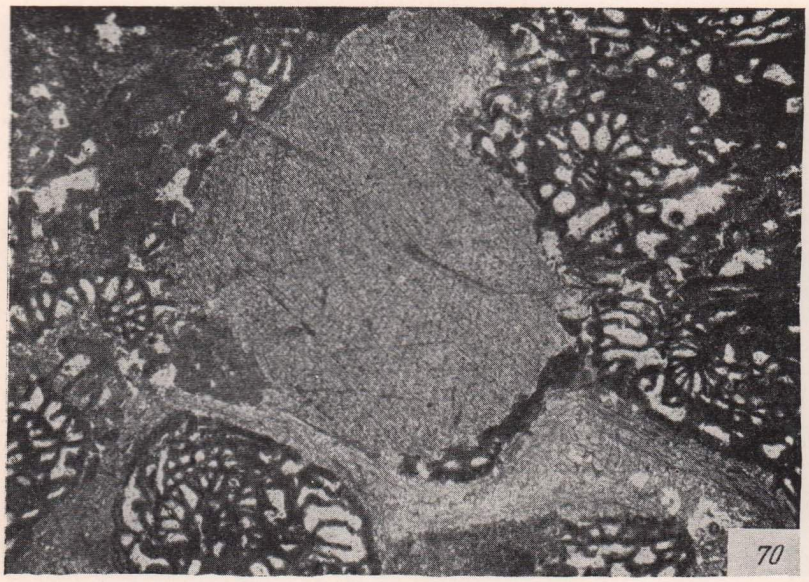
Фиг. 71. Водорослево-фузулинидовый известняк. Видны раковины фузулинид, пространство между которыми заполнено остатками сифонниковых водорослей. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 72. Известняк, состоящий из раковин фузулинид и мелких фораминифер (текстулярид). Цемент скудный, представленный микрозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

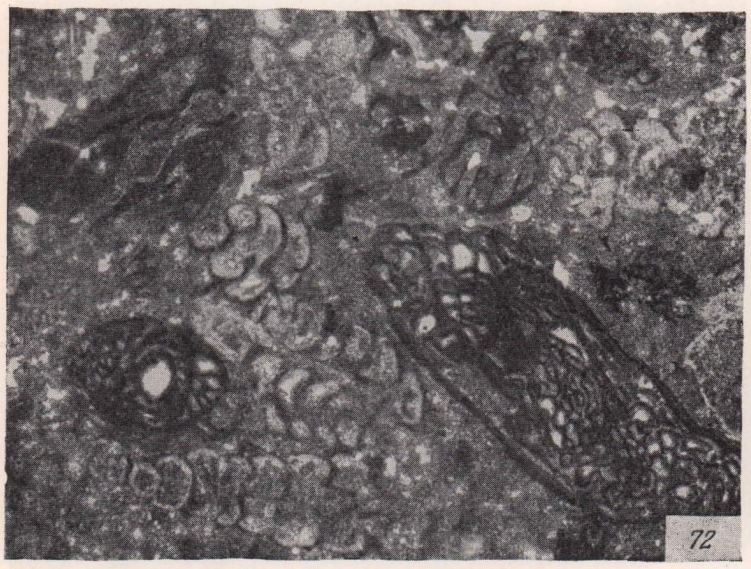
Фиг. 73. Поверхность слоя криноидно-фузулинидового известняка, покрытая многочисленными раковинками фузулинид и члениками криноидей. Каширский горизонт, р. Осетр.

Фиг. 74. Известняк, состоящий из несколько поврежденных раковин фузулинид, преимущественно с содранными верхними оборотами, и обломков члеников криноидей; наблюдаются редкие обломки брахиоподовых раковин. Цемент необильный, представленный средне- и крупнокристаллическим кальцитом. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Каширский горизонт, р. Опрань.

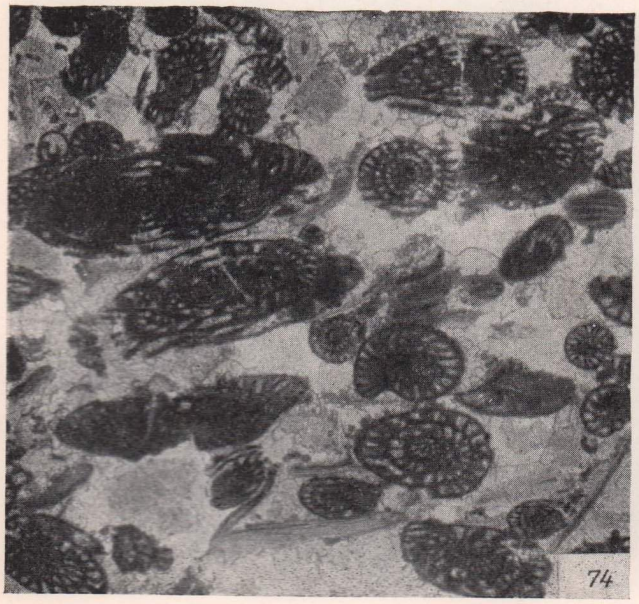
Фиг. 75. Криноидно-фузулинидовый известняк. Раковинки фузулинид и обломки члеников криноидей распределены несколько неравномерно, справа преобладают первые, а слева вторые. Там, где больше криноидей, цемент представлен крупными прозрачными кристаллами кальцита, а там, где преобладают фораминиферы, цемент образован микрозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Подольский горизонт, Верхнее Поволжье.

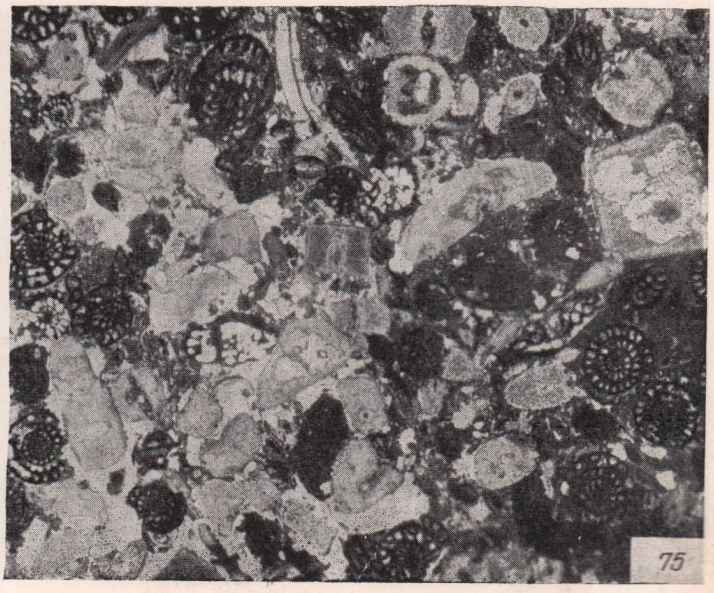

70


71


72


73


74

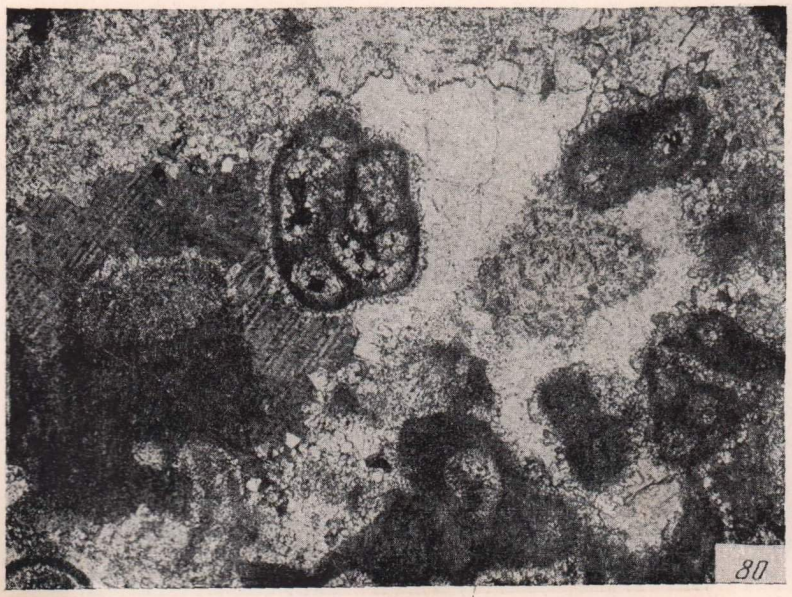

75


a
76


77


78


a
79


80


81

Таблица XIV

Фиг. 76. Тонкозернистая разновидность фораминиферового известняка с комплексом прикрепляющихся форм. Видно, что порода состоит из раковинок мелких фораминифер, нередко утративших первоначальную структуру и превратившихся в сгустки пелитоморфного кальцита. В середине фотографии виден крупный обломок членика криноидеи, с поверхности гранулированный. Сверху на него наросли фораминиферы (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока, дер. Горы.

Фиг. 77. Крупная, причудливой формы раковина толипаммины в мелкофораминиферовом известняке. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, р. Ока, дер. Коробчеево.

Фиг. 78. Мелкофораминиферовый известняк. В центре фотографии виден обломок брахиоподовой раковины, на который наросла толипаммина. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Северная Двина.

Фиг. 79. Фораминиферово-водорослевый известняк. Видны крупные остатки богрянок — унгдарелл (*а*), на которые наросли колонки мелких фораминифер. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Кельтма.

Фиг. 80. Цемент в фораминиферовом известняке. Видно крустификационное обрастание раковин корочкой очень мелких кальцитовых кристаллов и выполнение пустот между раковинами крупными прозрачными кристаллами. Шлиф. Увел. 90, николи +. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 81. Фораминиферовый известняк с крустификационным цементом. Видны сгустки пелитоморфного карбоната кальция, представляющие собой сильно измененные остатки фораминиферовых раковин, сцементированные тонкозернистым кальцитом, крустифицирующим остатки раковин. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Подольский горизонт, р. Мо́ча.

Таблица XV

Фиг. 82. Грубая разность фораминиферового известняка с большим количеством пелециподово-гастроподового и другого детрита. Цемент крустификационный и выполнения пор. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, г. Солигалич.

Фиг. 83. Мелкофораминиферовый известняк, состоящий из раковинок разнообразных фораминифер (неприкрепляющиеся формы), некоторые из которых превратились в сгустки пелитоморфного карбоната кальция. Цемент скудный, представленный тонкозернистым кальцитом, крустифицирующим раковины, и более крупными кристаллами, выполняющими поры между ними. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока, дер. Горы.

Фиг. 84. Известняк, состоящий преимущественно из члеников криноидей и раковинок текстулярид; в небольшом количестве присутствует другой органогенный детрит. Цемент очень скудный, образованный микрозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 15, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

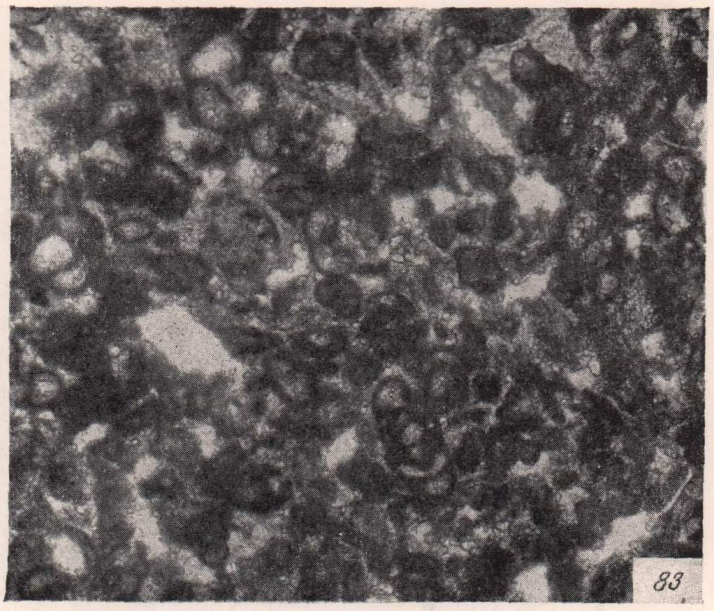
Из коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой.

Фиг. 85. Брэдииновый известняк с небольшой примесью разнообразного органогенного детрита. Шлиф. Увел. 7, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Из коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой.

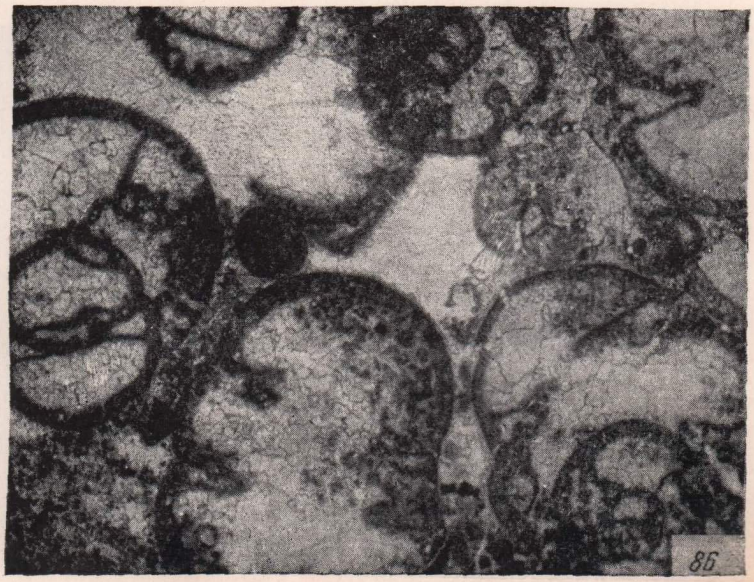
Фиг. 86. Брэдииновый известняк. Видны крупные раковины брэдиин, выполненные и сцементированные крупными и мелкими прозрачными кристаллами кальцита. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

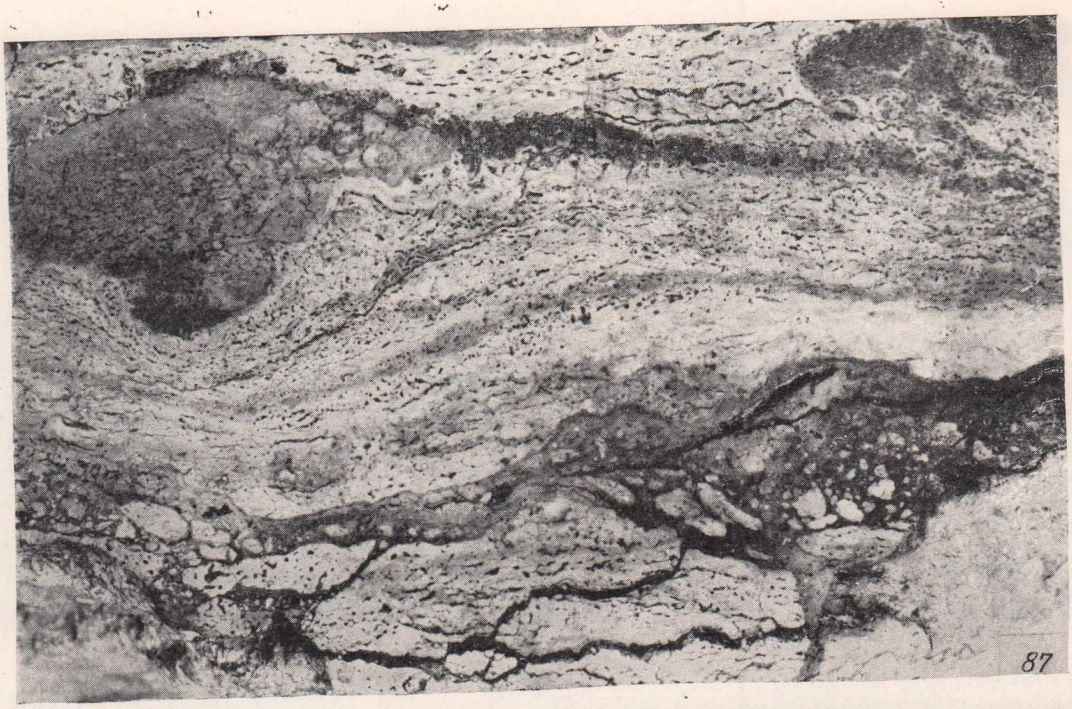

82

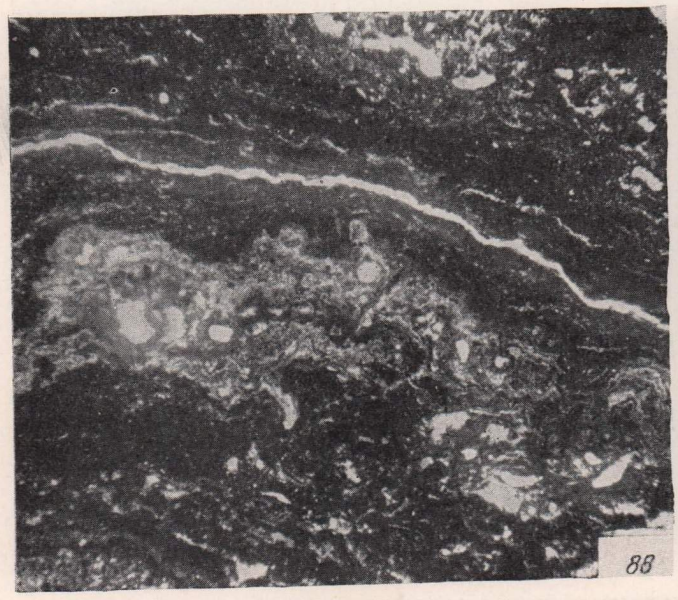

83

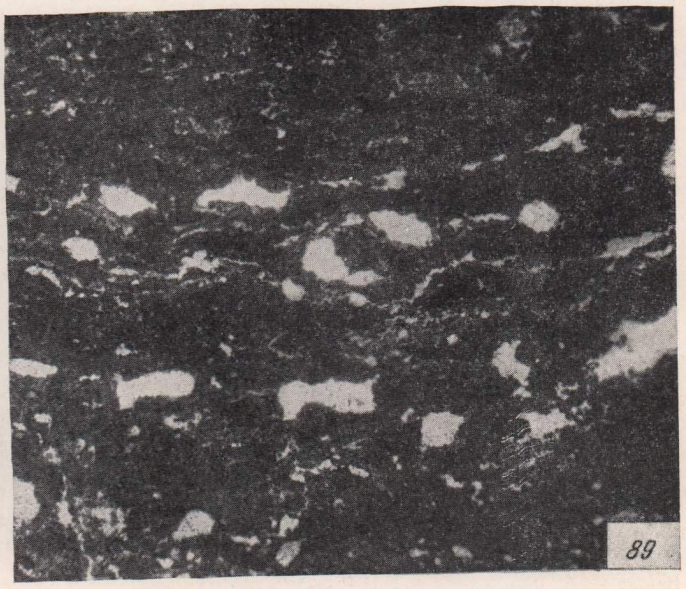

84

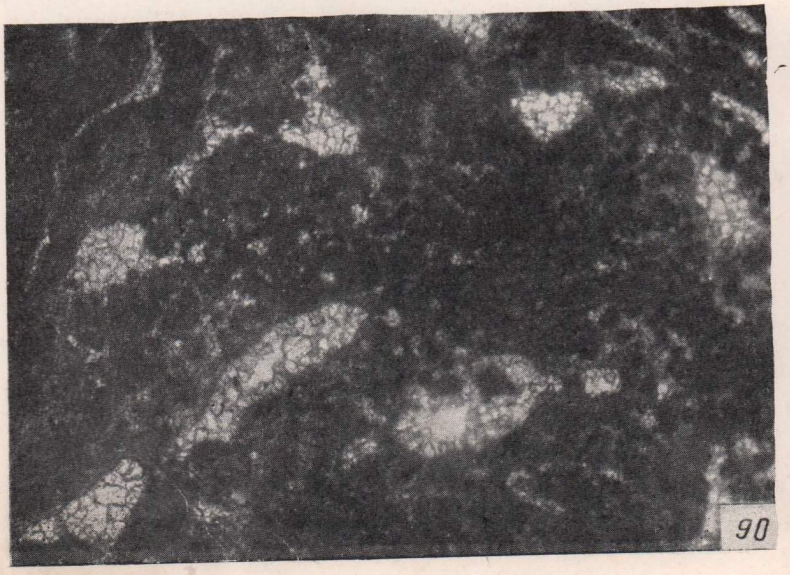

85


86


87


88


89


90

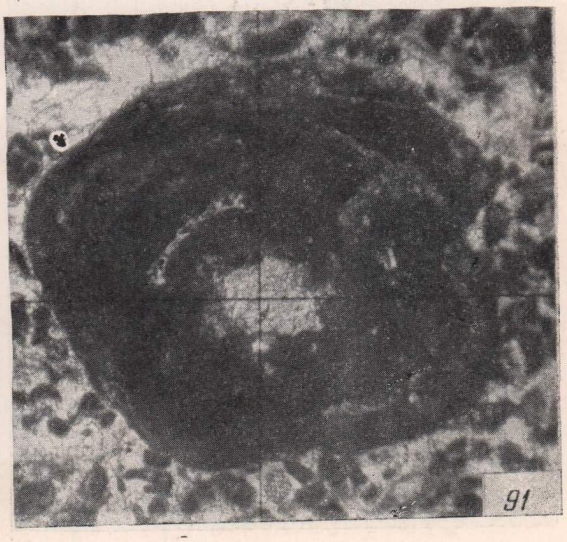

91

Таблица XVI

Фиг. 87. Строматолитовый известняк. Видны многочисленные тончайшие каналы — остатки водорослевых нитей. Местами порода превращена в брекчию растрескивания. Пришлифовка. Нат. вел. Подольский горизонт, р. Держа (Верхнее Поволжье).

Фиг. 88. Деталь строения строматолитового известняка, где видно, что он состоит из перемежающихся плотных пелитоморфных прослоек (темные) и прослоек тонкозернистых, пористых (более светлые). Шлиф. Увел. 10, николь 1. Каширский горизонт, р. Аза (юг Окско-Цнинского поднятия).

Фиг. 89. Строматолитовый известняк. Видны многочисленные червячкообразные включения, заполненные прозрачным кальцитом и расположенные согласно с общей микрослоистой текстурой. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Истья.

Фиг. 90. Строматолитовый известняк. Участок с отчетливой микросгустковой структурой. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, р. Ока.

Фиг. 91. Желвачок строматолита в органогенно-обломочном известняке. Заметно концентрическое строение. Шлиф. Увел. 30, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока, дер. Горы.

Таблица XVII

Фиг. 92. Слепок со слоевищ водорослей *Ivanovia*. Подольский горизонт, р. Онега.

Фиг. 93. Поперечный разрез через остаток слоевища водоросли *Ivanovia*. Шлиф. Увел. 15, николь 1. Подольский горизонт, дер. Улитино (Верхнее Поволжье).

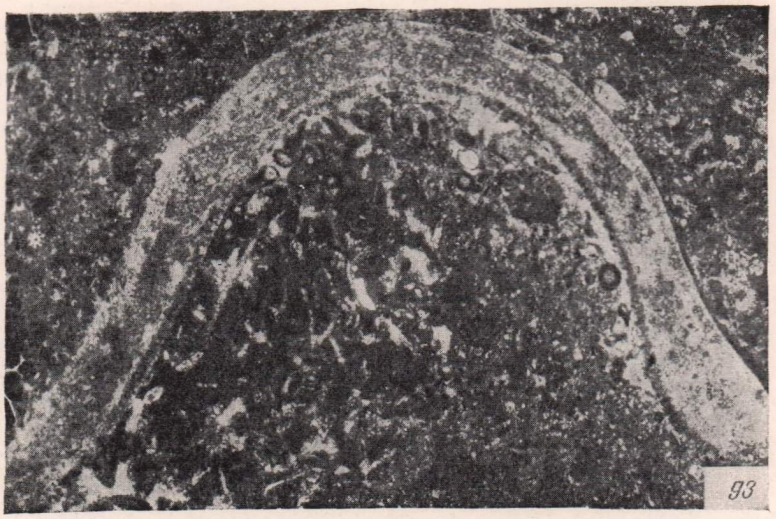
Фиг. 94. Косой разрез через слоевище водоросли *Ivanovia*. Видно строение известковой оболочки, пронизанной многочисленными каналами. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Там же.

Фиг. 95. Скопление клубочков ортонелл, создающее в породе косую слоистость. Пришлифовка. Мячковский горизонт, р. Ока, дер. Ташенка (Касимовский район).

Фиг. 96. Ортонелловый известняк, состоящий из очень мелких и более крупных клубочков ортонелл. Слева видна галька пелитоморфного известняка, на которую сверху наросли водоросли. В средней части фотографии видны разрезы через раковины *Meekella*, обросшие водорослевыми корками. Пришлифовка. Нат. вел. Мячковский горизонт, ст. Пески.

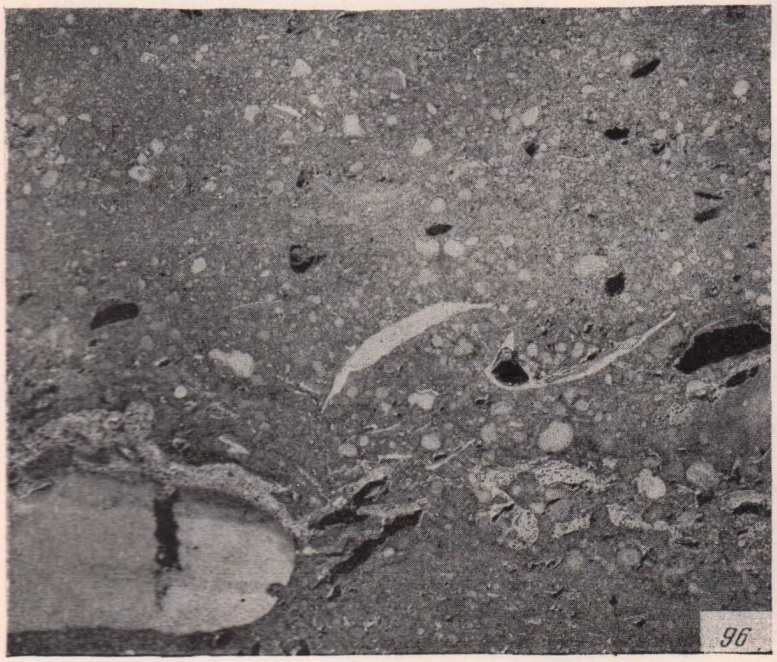
Фиг. 97. Клубковидная колония сине-зелёных водорослей (*Ortonella tenuissima*).Шлиф. Увел. 60, николь 1. Мячковский горизонт, р. Ока, дер. Ташенка (Касимовский район).

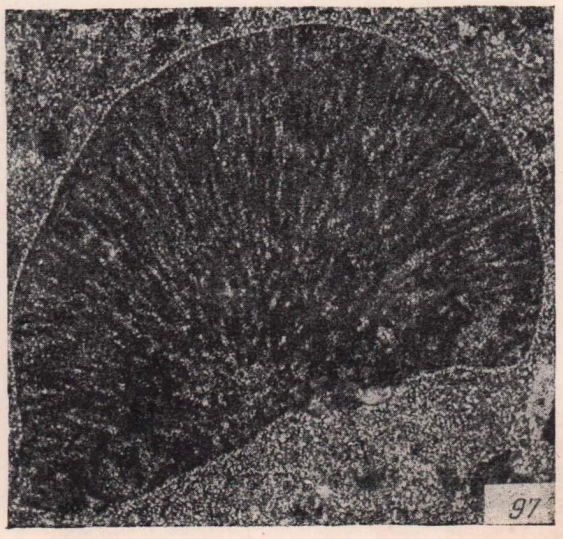

92

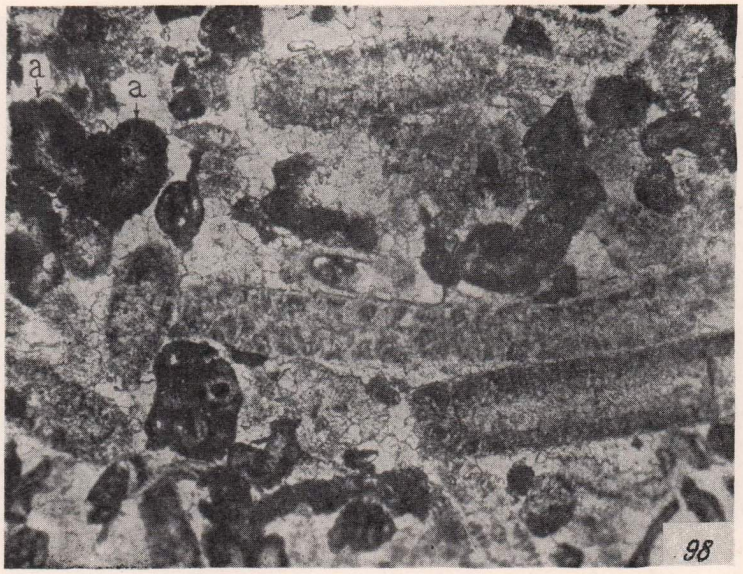

93


94

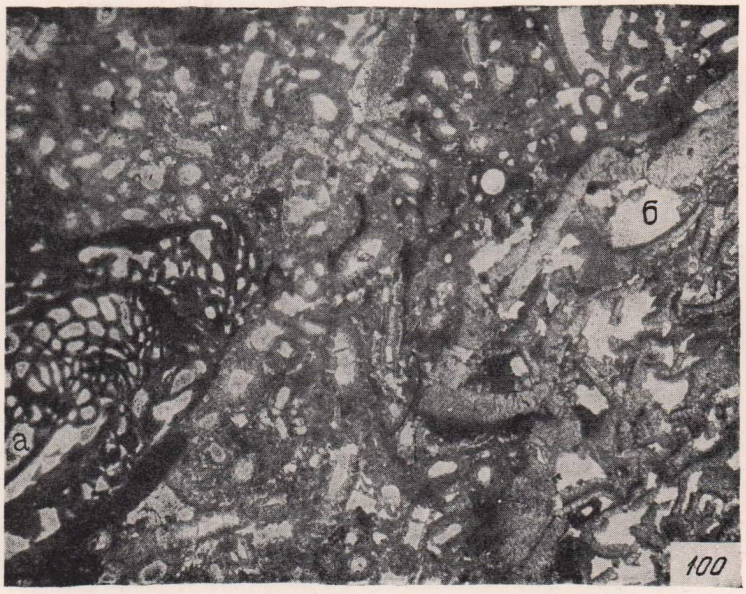

95


96

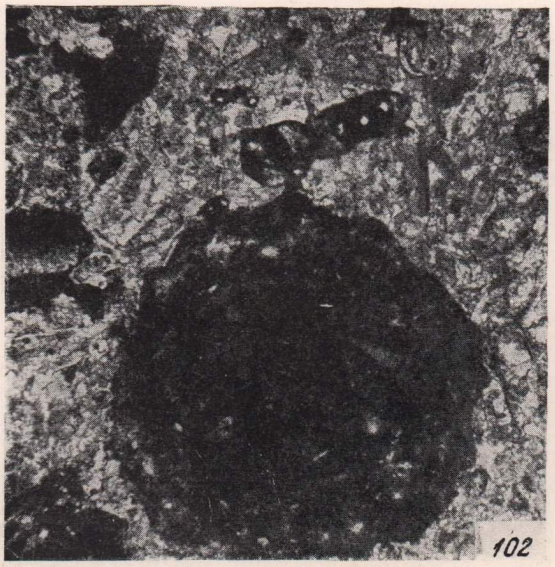

97


а
а
98


а
99


б
а
100


101


102

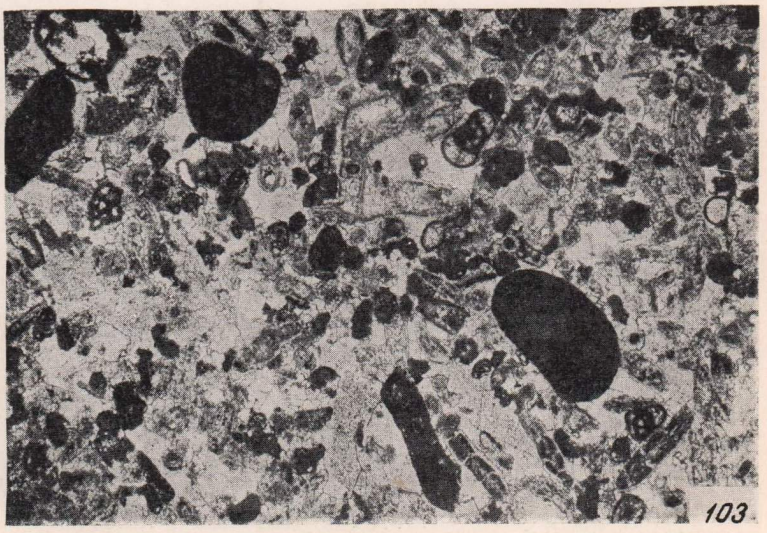

103

Таблица XVIII

Фиг. 98. Двинелловый известняк с фораминиферами. Видны трубки сифонниковых водорослей — двинелл и раковинки мелких фораминифер (*а*), иногда нарастающих на трубки сифоней. Цемент представлен тонко- и мелкозернистым кальцитом, выполняющим промежутки между соприкасающимися фрагментами. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, р. Кельтма.

Фиг. 99. Двинелловый известняк с микроскопическими колониями мелких фораминифер (*а*), нарастающими на трубки двинелл. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Северная Двина.

Фиг. 100. Двинелловый известняк с раковинами фузулинид (*а*) и обломками скелетных частей кораллов (*б*). Порода сильно пористая. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Гжельский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 101. Донецелловый известняк. Видны трубки багряных водорослей — донецелл, почти нацело слагающих породу. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний горизонт башкирского яруса, р. Кельтма.

Фиг. 102. Сгусток пелитоморфного кальцита в донецелловом известняке. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верейский горизонт, р. Кельтма.

Фиг. 103. Фораминиферово-донецелловый известняк с примесью разнообразного раковинного детрита и с комочками из пелитоморфного кальцита (копролиты?). Цемент скудный, образованный мелко- и среднезернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний горизонт башкирского яруса, Красная Поляна.

Таблица XIX

Фиг. 104. Унгдарелловый известняк. Видны крупные остатки багряных водорослей — унгдарелл (*а*), местами сильно гранулированных с поверхности. Цементом является крупнокристаллический прозрачный кальцит (*б*), выполняющий пустоты между соприкасающимися скелетными остатками. Участками наблюдается пелитоморфный карбонат кальция (*в*), возможно, представляющий продукт грануляции водорослями органических остатков. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 105. Остаток унгдареллы, сильно гранулированный сверлящими водорослями. Хорошо видно, как «стекловатая», прозрачная структура известковой части водоросли местами замещается пелитоморфным кальцитом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 106. Известняк, состоящий из остатков двинелл (*а*), унгдарелл (*б*) и прикрепляющихся фораминифер (*в*), нарастающих друг на друга и образующих своеобразную разновидность биогермного известняка. Порода сильно пористая, так как промежутки между скелетными остатками часто остаются незаполненными, и лишь местами к ним приурочены крупные кристаллы кальцита. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, г. Солигалич.

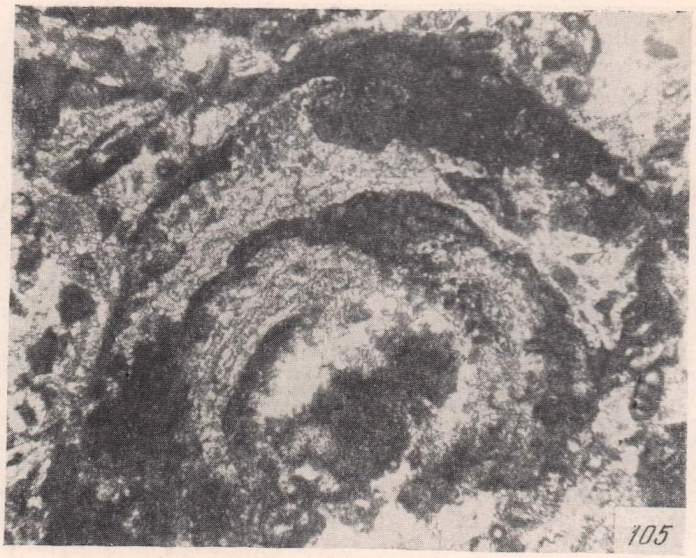
Фиг. 107. Сильно измененная, полуразложившаяся раковина *Ammovertella,* в которой еще отчетливо заметна внутренняя структура. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

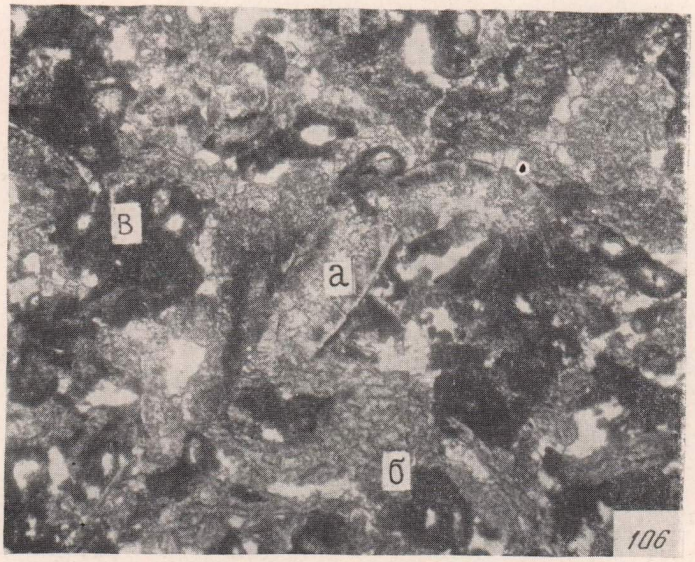
Фиг. 108. Неправильные сгустки пелитоморфного кальцита, представляющие собой разложившиеся раковинки фораминифер. Здесь же видна раковинка *Tolypammina* с уцелевшей структурой. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Там же.

Фиг. 109. Фораминиферово-сгустковый известняк. Видны многочисленные раковинки разнообразных мелких фораминифер и сходные с ними по форме и размерам сгустки пелитоморфного кальцита. Кроме того, в небольшом количестве наблюдаются обломки члеников криноидей и унгдарелл. Цемент скудный, образованный тонкозернистым кальцитом. Текстура беспорядочная. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Там же.



104


105

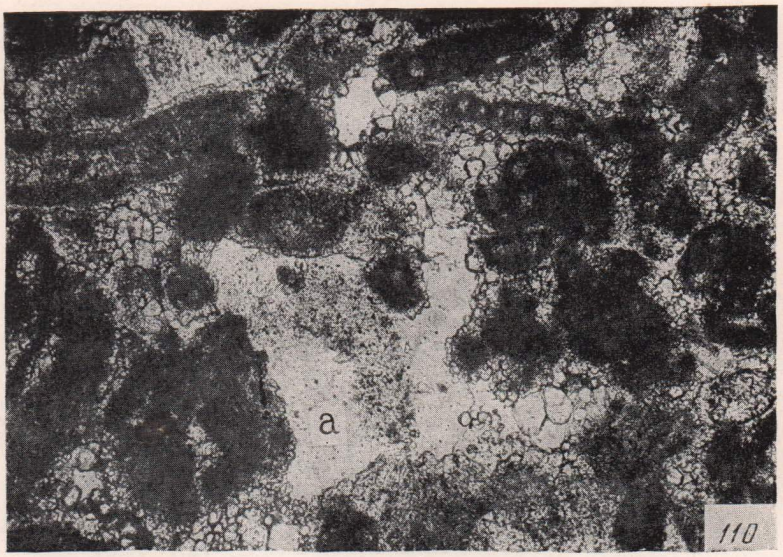


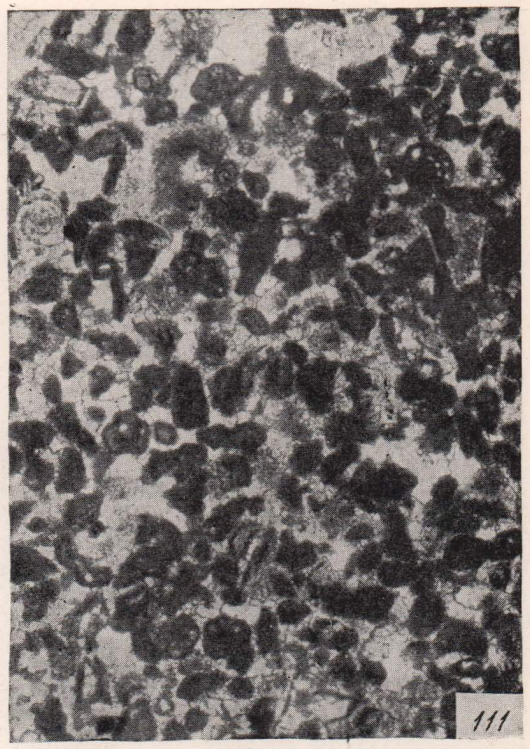
106

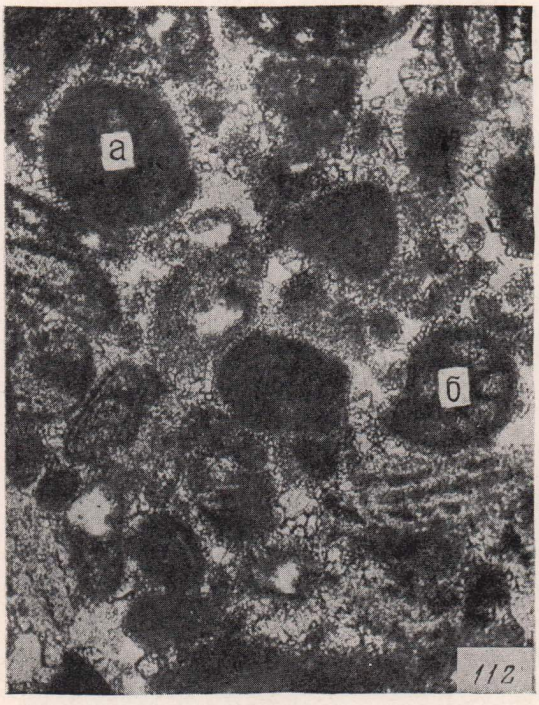

107

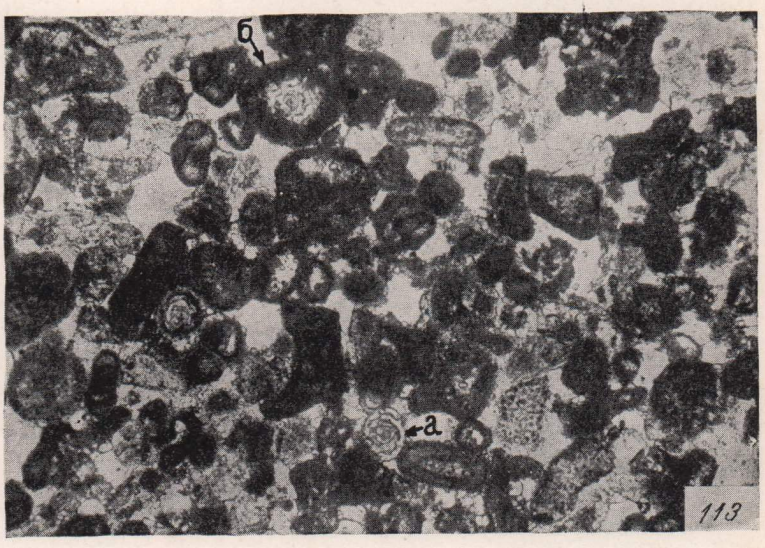

108


109


а
110


111


а
б
112


б
а
113


114


а
115

Таблица XX

Фиг. 110. Сгустково-фораминиферовый известняк с примесью других органических остатков. Цемент образован разнозернистым кальцитом; мелкие зерна обрастают фрагменты, а крупные кристаллы либо заполняют поры между ними, либо обрастают обломки члеников криноидей, причем имеют с ними одну оптическую ориентировку (*а*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 111. Фораминиферово-сгустковый известняк. Видны многочисленные раковинки мелких фораминифер и овальные, либо округлые комочки пелитоморфного кальцита. В некоторых комочках едва сохранились очертания камер, что указывает на образование комочков из раковинок фораминифер. Цемент образован тонкозернистым кальцитом. Текстура беспорядочная. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 112. Раковинки фораминифер и возникшие из них сгустки пелитоморфного карбоната кальция. Некоторые комочки по форме и слабо сохранившейся внутренней структуре (*а*) сходны с встречающимися здесь же раковинками (*б*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 113. Сгустково-фораминиферовый известняк. Превращение фораминиферовых раковинок в пелитоморфные сгустки особенно хорошо видно на остатках *Archaediscus*, имеющих «стекловатую» раковину. На фотографии видны как совсем не поврежденные раковинки (*а*), так и раковинки лишь с частично уцелевшей структурой (*б*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 114. Сильно гранулированная раковинка *Arhaediscus*, но во внутренней части еще сохранившая свою структуру. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 115. Крупные овальные комочки (*а*) микрозернистого карбоната кальция (копролиты) в фораминиферово-сгустковом известняке. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Таблица XXI

Фиг. 116. Известняк, состоящий из мельчайших округлых, овальных и несколько деформированных сгустков пелитоморфного кальцита, сцементированных микро- и тонкозернистым кальцитом. Контуры многих сгустков расплывчаты. В небольшом количестве присутствует раковинный детрит. Текстура беспорядочная. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

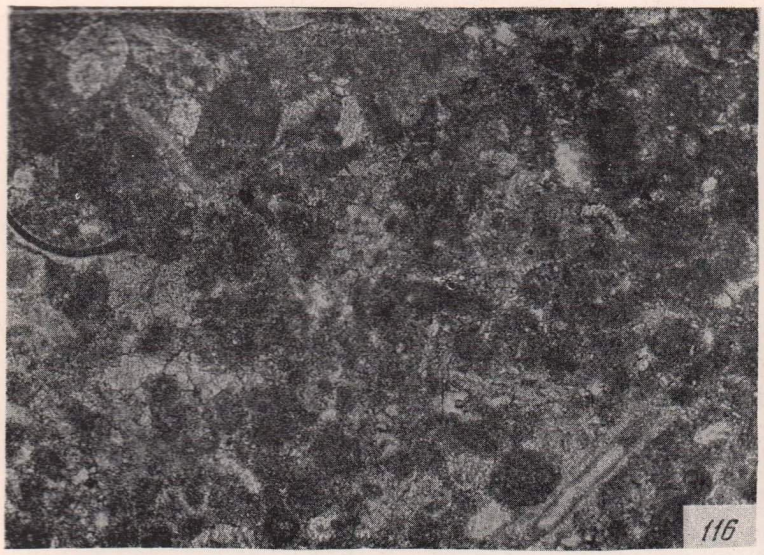
Фиг. 117. Микросгустковый известняк, в котором наблюдается неправильный участок пелитоморфной породы (без сгустков). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Московская область.

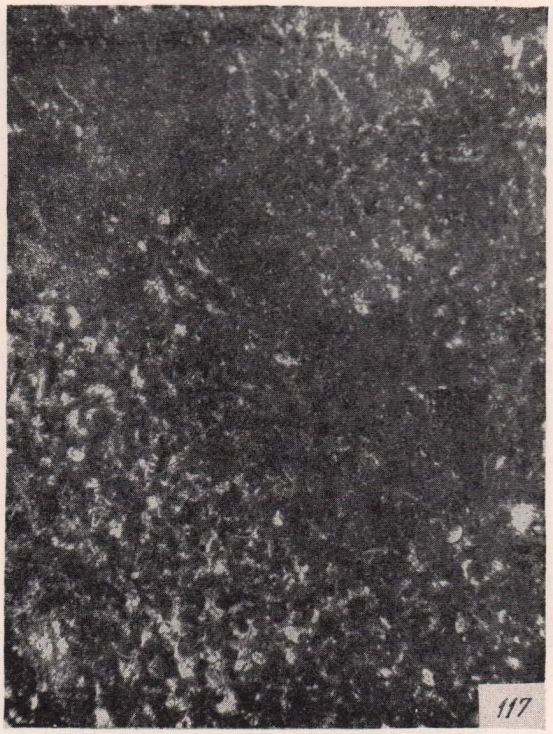
Фиг. 118. Микросгустковый известняк с крупными комочками из микрозернистого кальцита (копролиты). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Московская область.

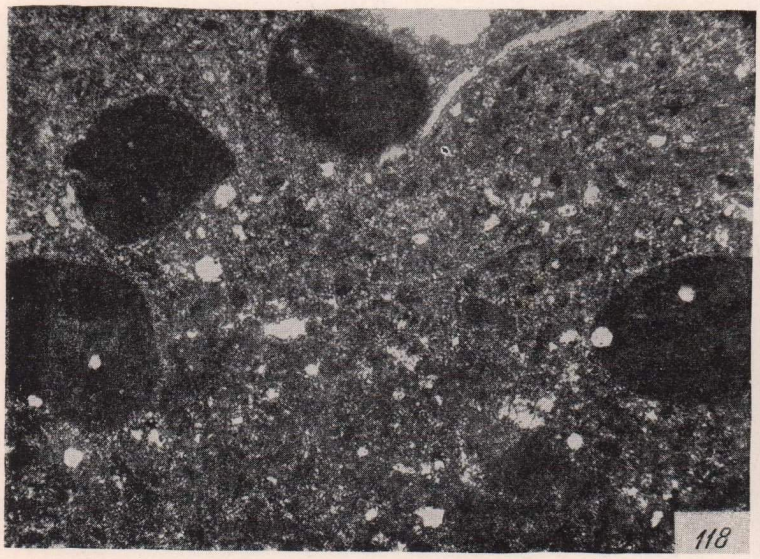
Фиг. 119. Микросгустковый известняк с рассеянными в нем мелкими копролитами (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский ярус, Красная Поляна.

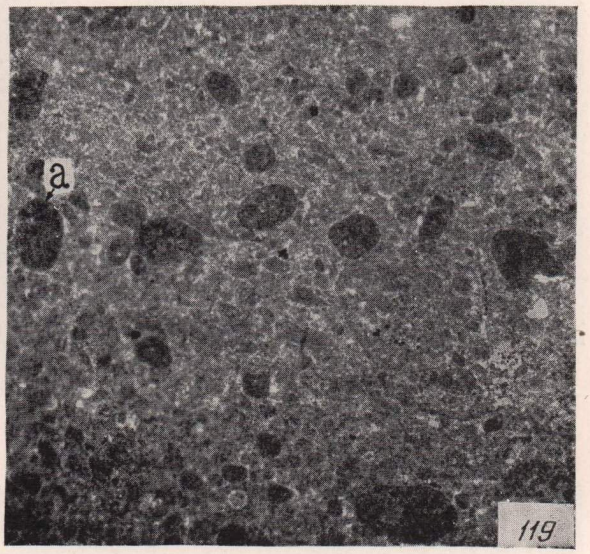
Фиг. 120. Поперечный разрез через ход, заполненный мелкосгустковым материалом и проходящий в пелитоморфном известняке. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 121. Продольный разрез через ход, заполненный мелкокомковатым (копрогенным) материалом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Московская область.

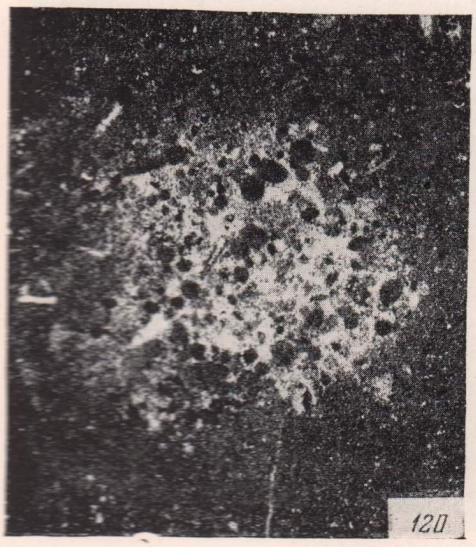

116


117

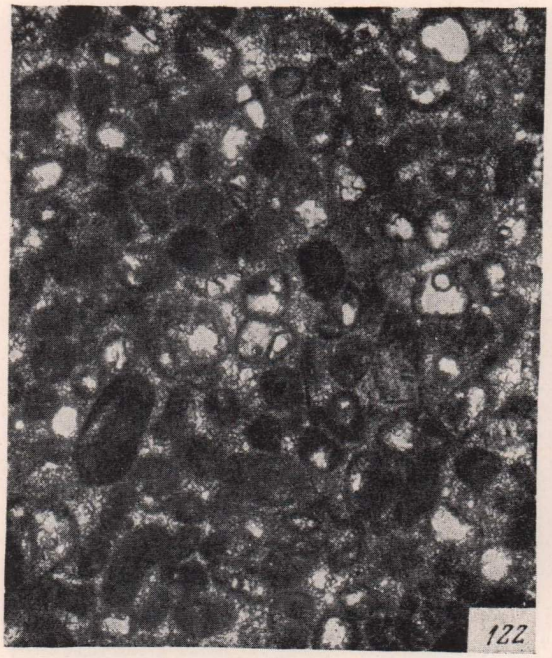

118

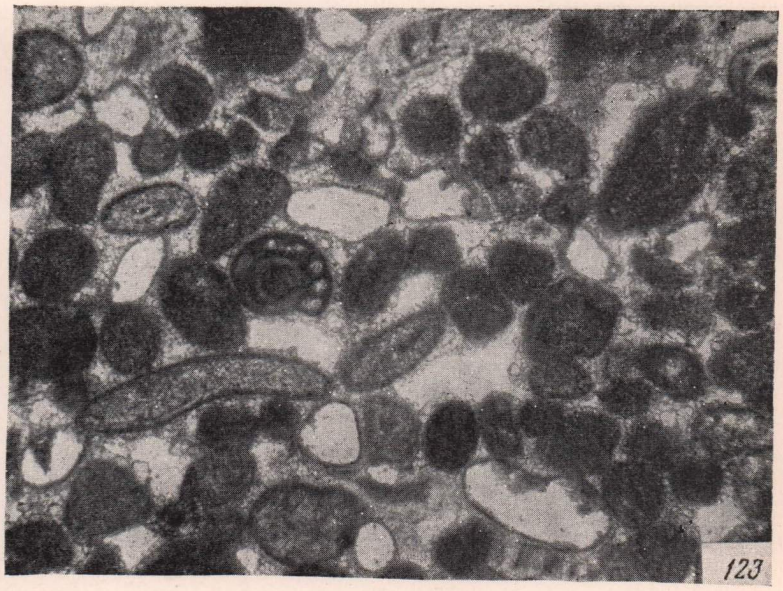


119


120


121


122


123



124


125


126


127

Таблица XXII

Фиг. 122. Известняк, состоящий из очень мелких, хорошо очерченных комочков округлой и овальной формы, образованных микрозернистым кальцитом. Цемент состоит из тонкозернистого кальцита, инкрустирующего комочки и заполняющего пространства между ними. Некоторые комочки растворены, и от них сохранились лишь внешние ободки. Часть пустоток была позднее заполнена более крупными кристаллами кальцита. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 123. Микрокомковатый известняк с окатанным и гранулированным раковинным детритом. Цемент очень скудный, образованный тонкозернистым кальцитом, инкрустирующим пустоты между соприкасающимися комочками. Порода пористая, причем поры связаны как с цементом, так и с самими комочками. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 124. Ход-норка (*а*), отходящая от нижней поверхности мелкокомковатого известняка в нижележащий слой. Норка заполнена тем же мелкокомковатым (копрогенным) материалом. Раскол перпендикулярен слоистости. Нат. вел. Подольский горизонт, р. Москва, дер. Маркова.

Фиг. 125. Очень резкий и неровный контакт между микрозернистым и мелкокомковатым (копрогенным) известняком. От верхней поверхности микрозернистого слоя отходят вниз вертикальные ходы-норки, заполненные копрогенным материалом. Раскол перпендикулярен слоистости. Верхний карбон, Северная Двина.

Фиг. 126. Мелкокомковатый (копрогенный) известняк с остатками микрозернистой породы, похожими на гальки. Пришлифовка. Подольский горизонт, р. Ока, дер. Малеево (Касимовский район).

Фиг. 127. Норка-ход роющего животного, заполненная овальными комочками микрозернистого кальцита (копролиты). Шлиф. Увел. 10, николь 1. Подольский горизонт, Касимовский район.

Таблица XXIII

Фиг. 128. Мелкокомковатый (копрогенный) известняк, состоящий из неправильных комочков пелитоморфного кальцита. Комочки соприкасаются, а пустотки между ними инкрустированы тонкозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока, дер. Малеево (Касимовский район).

Фиг. 129. Мелкокомковатый (копрогенный) известняк, состоящий из округленных комочков пелитоморфного кальцита и содержащий небольшое количество раковинного детрита. Цемент очень скудный; тип цементации — контактовый. Текстура беспорядочная. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Осетр.

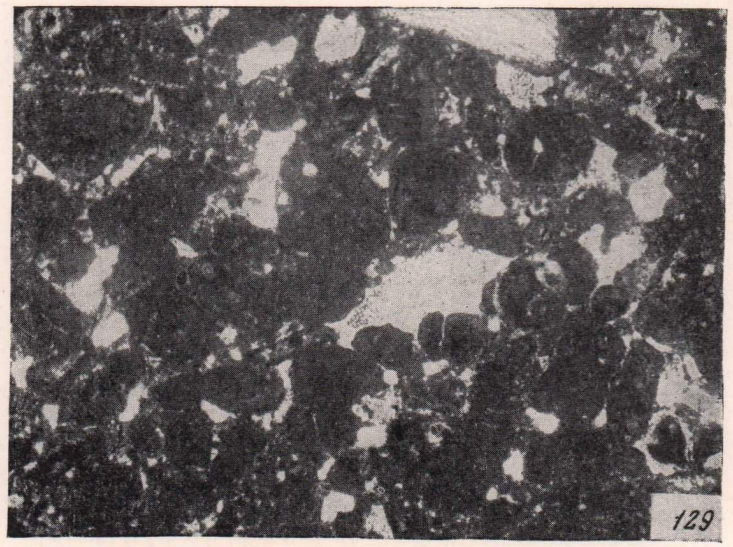
Фиг. 130. Гранулированный обломок членика криноидеи; грануляция наблюдается не только по периферии обломка, но идет по узким ходам сверлильщиков и в глубь его (*а*), причем местами внутри гранулированного участка заметны тончайшие прямые и изогнутые трубочки, по-видимому, остатки водорослей (?). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Мóча.

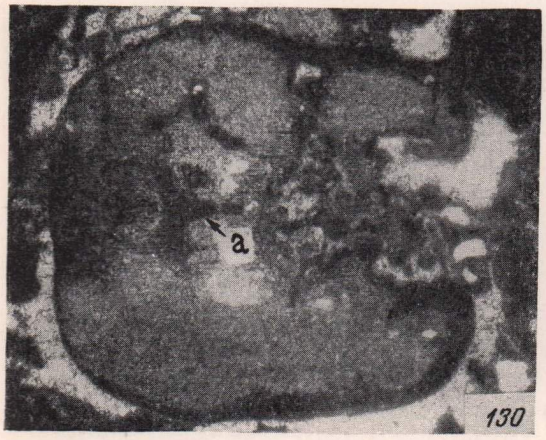
Фиг. 131. Игла морского ежа, сильно гранулированная и обросшая как с поверхности, так и внутри канала водорослями. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Мóча.

Фиг. 132. Мелкокомковатый известняк с сильно гранулированными обломками иглокожих. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Мóча.

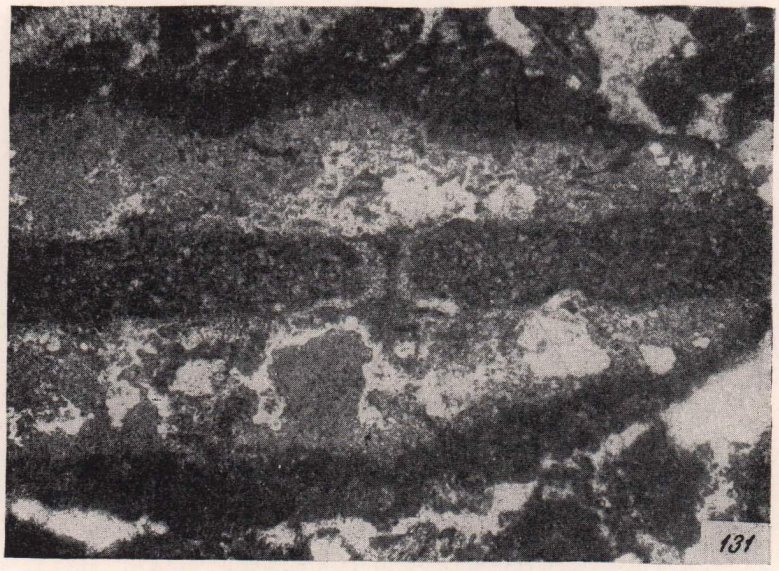
Фиг. 133. Косослоистый мелкокомковатый известняк (копрогенный известняковый песчаник) с раковинками *Meekella*. Пришлифовка. Р. Москва, ст. Пески.

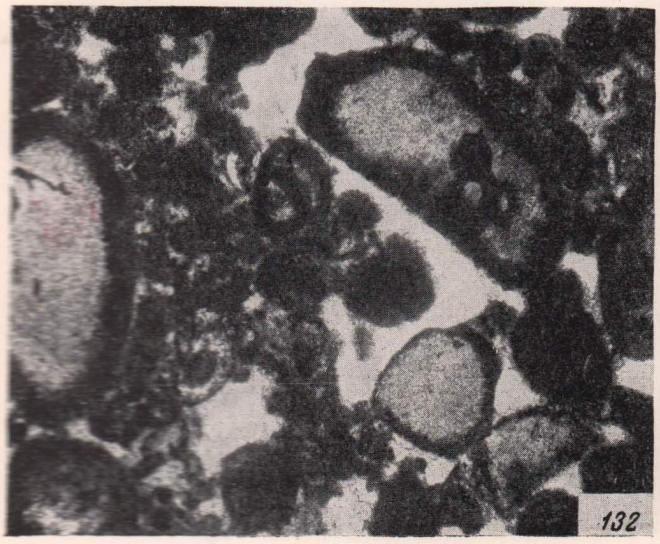

128

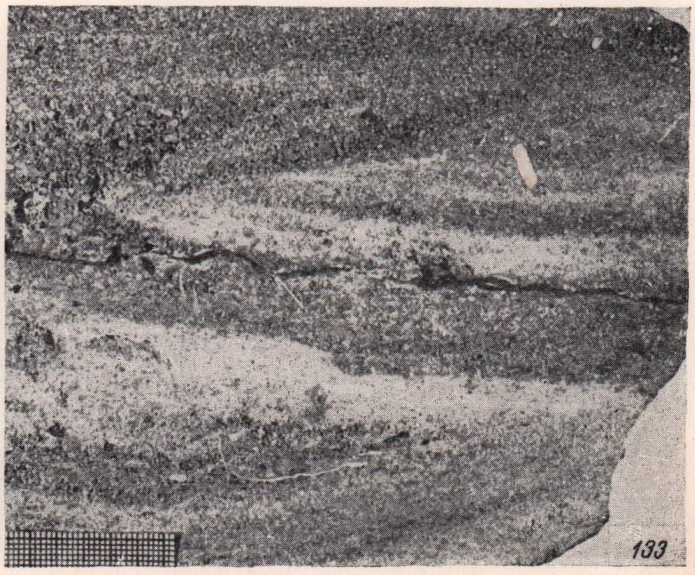

129



130


131

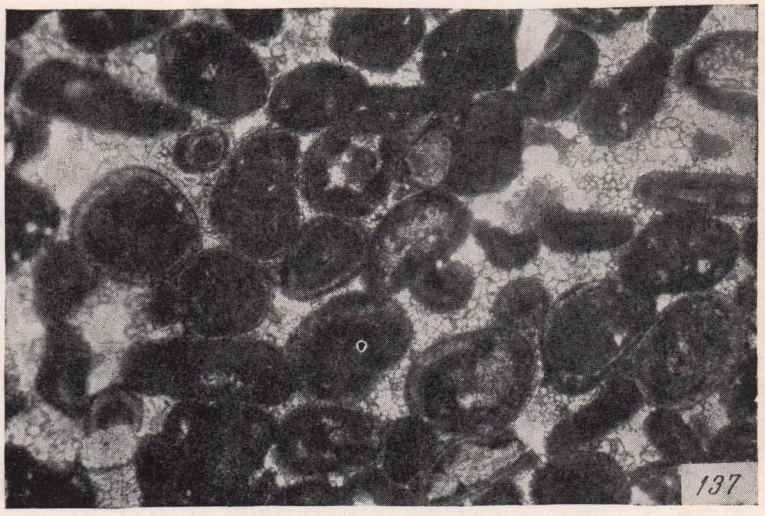

132


133

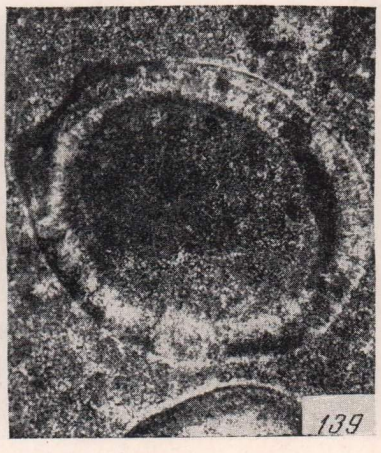

134


135


136


137


138


139

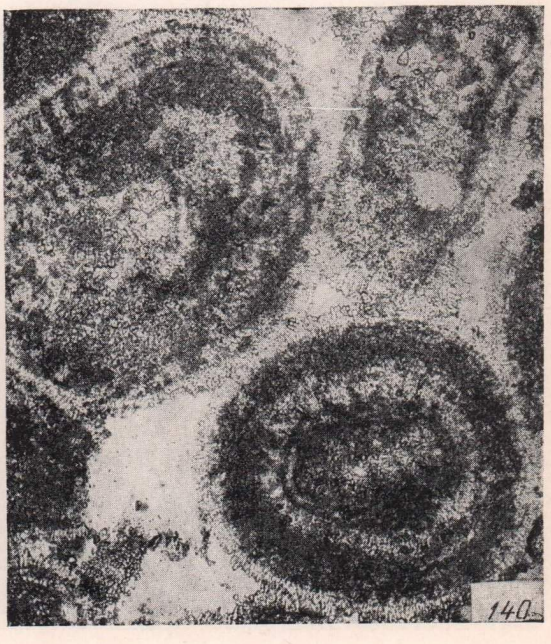

140

Таблица XXIV

Фиг. 134. Мелкокомковатый известняк с окатанным раковинным детритом. Отчетливо выражена сортировка материала по величине. Цемент образован тонкозернистым кальцитом, обычно выполняющим промежутки между комочками или, кроме того, крустифицирующим последние. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Нара.

Фиг. 135. Известняк, состоящий из сортированного мелкокомковатого материала и окатанного органогенного детрита. Цемент представлен тонкозернистым кальцитом, инкрустирующим комочки и выполняющим пустоты между ними. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Смедва.

Фиг. 136. Мелкокомковатый известняк с окатанным и гранулированным раковинным детритом. Порода сильно пористая. Поры приурочены к промежуткам между комочками. Отчетливо видна инкрустация пор тонкозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

Фиг. 137. Мелкокомковатый известняк. На многих комочках развита тонкая оболочка радиально-лучистого кальцита (зачаточные оолиты). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

Фиг. 138. Оолит с выщелоченным ядром и гранулированной оболочкой. Сверху на оолит наросла водорослевая (?) колония. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 139. Оолит с гранулированной оболочкой. Тот же шлиф, что на фиг. 138. Увел. 90, николь 1.

Фиг. 140. Сильно гранулированные оолиты из пористого оолитового известняка с крустификационным цементом. Шлиф. увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Таблица XXV

Фиг. 141. Оолитовый известняк. Среди оолитов преобладают формы с большим ядром и тонкой оболочкой (зачаточные оолиты). Ярко выражен крустификационный цемент, образованный удлиненными кристалликами кальцита. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

Фиг. 142. Оолитовый известняк. Преобладают оолиты с крупными ядрами и тонкой оболочкой. Цемент образован тонкозернистым кальцитом, инкрустирующим оолиты, и более крупными кальцитовыми кристаллами, заполняющими пространства между оолитами (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 143. Пористый оолитовый известняк с тонкой кальцитовой корочкой, инкрустирующей оолиты. Шлиф. Увел. 45, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

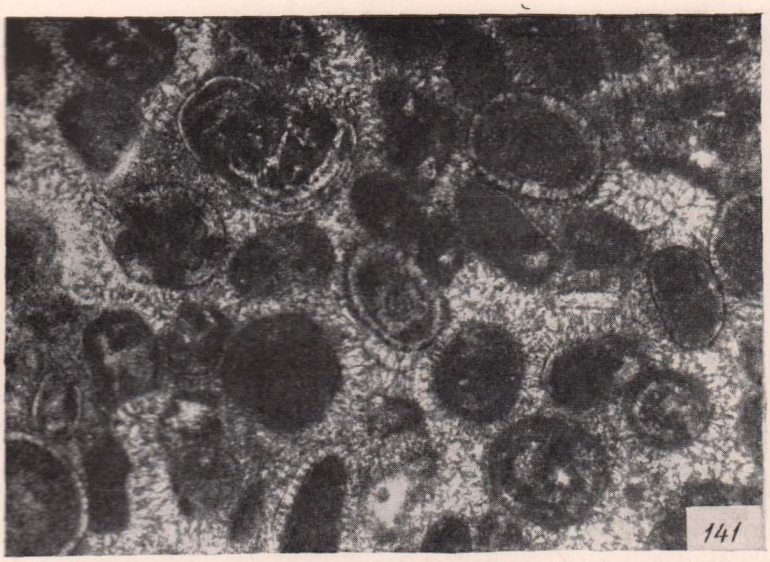
Фиг. 144. Крупный ромбоэдрический кристалл кальцита, частично захватывающий три рядом расположенных оолита. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

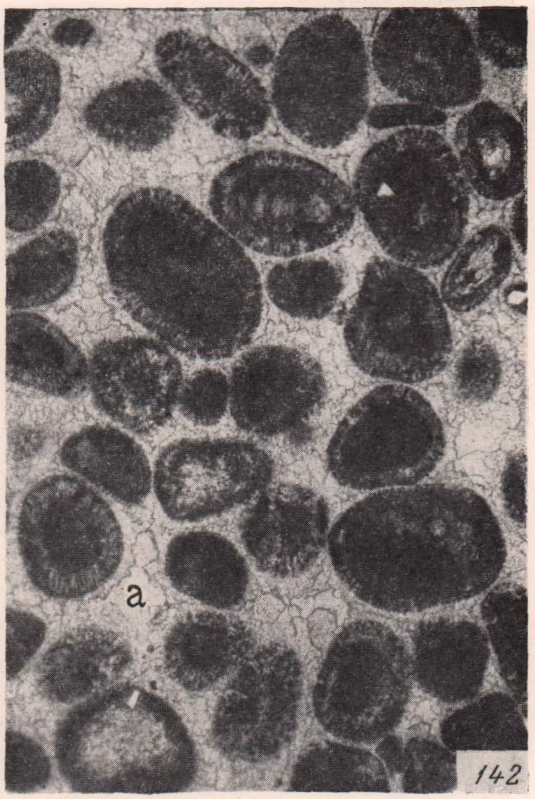
Фиг. 145. Оолитовый известняк, в котором видны отдельные крупные кристаллы кальцита (*а*), развивающиеся по оолитам. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Башкирский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 146. Микрозернистый известняк с отдельными более крупными кристалликами кальцита. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Мячковский горизонт, Арчединский район.

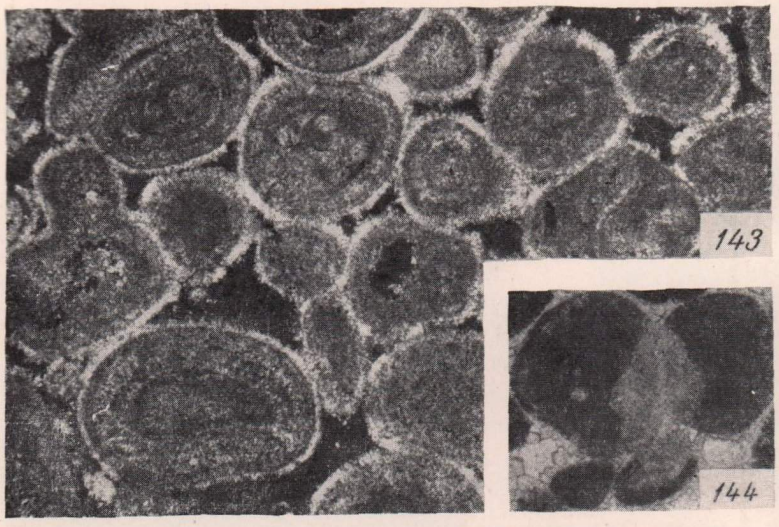
Фиг. 147. Микрозернистый известняк с небольшим количеством неопределимого раковинного шлама. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 148. Микрозернистый известняк с редкими остатками мшанок и раковинами фузулинид. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, р. Москва, дер. Дуброво.


141

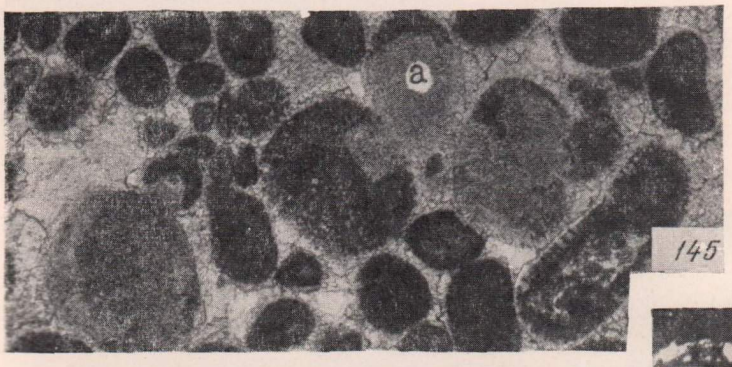


142

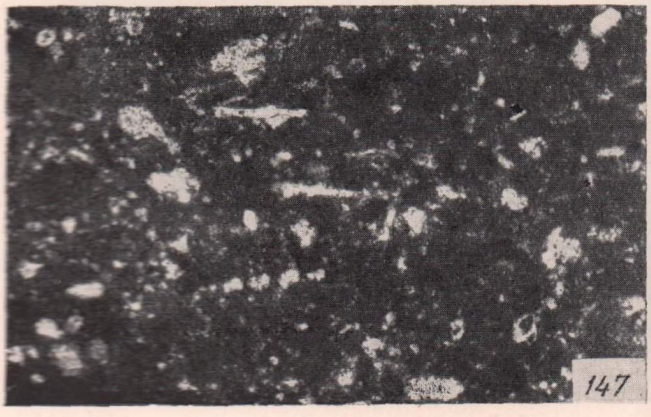

143

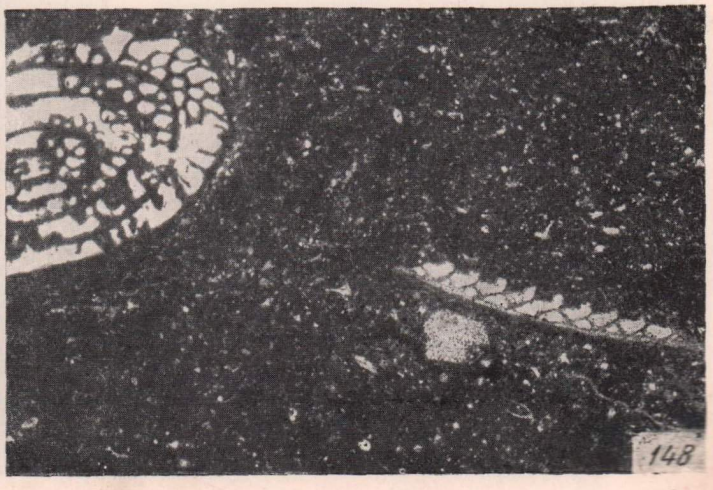
144


146

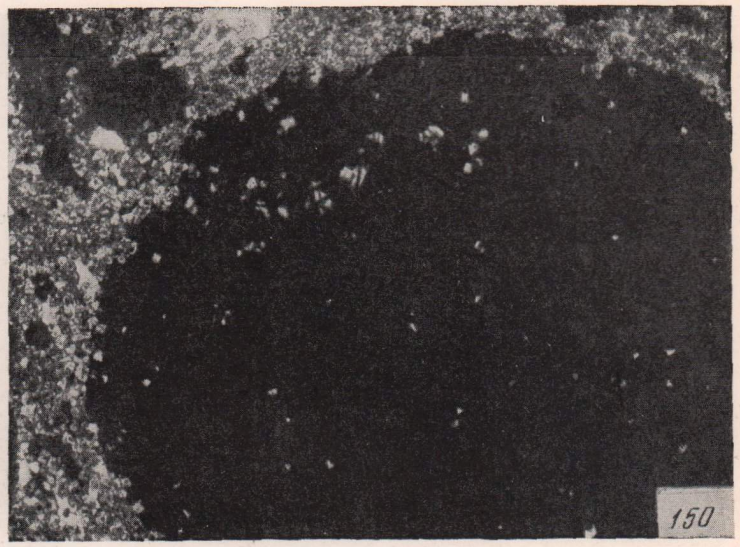


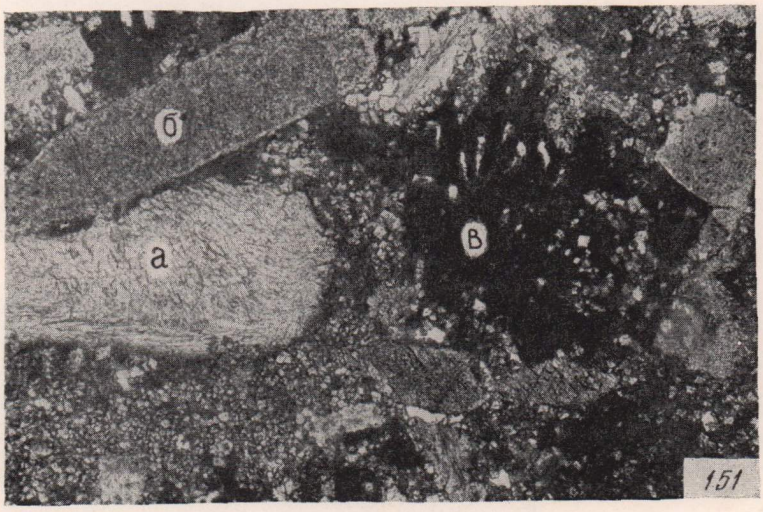
145


147


148


149

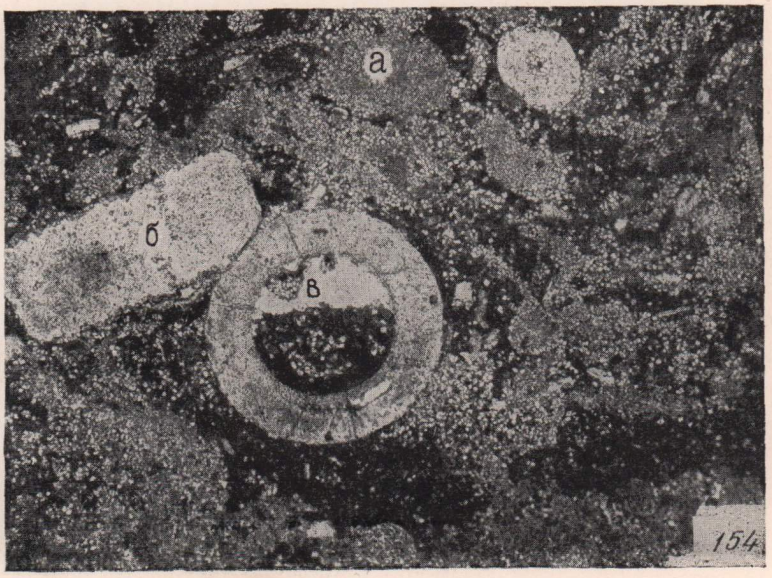

150



151


152


153



154

Таблица XXVI

Фиг. 149. Доломитизированный известняковый гравелит. Доломит в виде ромбоэдрических кристаллов развивается почти исключительно по цементу, а обломки породы и органогенные остатки почти не содержат доломитовых зерен. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, дер. Лысково (Горьковская область).

Фиг. 150. Галька в сильно доломитизированном обломочном известняке. Видно проникновение отдельных доломитовых ромбоэдров в гальку, вследствие чего поверхность ее стала неровной. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, ст. Пески.

Фиг. 151. Доломитизированный органогенно-обломочный известняк. Видны совершенно не доломитизированные остатки брахиопод (*а*), иглокожих (*б*), очень слабо доломитизированные раковинки фузулинид (*в*) и сильно доломитизированный цемент. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 152. Доломиты со сложными концентрическими ядрами. Шлиф. Увел. 150, николь 1. Верхний карбон, р. Онега.

Фиг. 153. Неравномерно доломитизированный известняк, в котором доломитовые кристаллы развиваются по органическим остаткам. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 154. Неравномерно доломитизированный органогенно-обломочный известняк. Доломит развивался по пелитоморфному кальциту и нацело заместил некоторые органические остатки, которые полностью при этом утратили свою первичную структуру (*а*). Членики криноидей почти не доломитизированы (*б*); доломит отсутствует также в крупных кальцитовых кристаллах (*в*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, ст. Шарья.

Таблица XXVII

Фиг. 155. Неравномерно доломитизированный фузулинидовый известняк. Доломит представлен очень мелкими ромбоэдрами (светлые), сосредоточенными в промежутках между фузулинидовыми раковинками. Химический состав: Н. О. = = 2,54%, $CaCO_3$ = 51,36%; $CaMg(CO_3)_2$ = 46,10%, Шлиф окрашен хромпиком. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

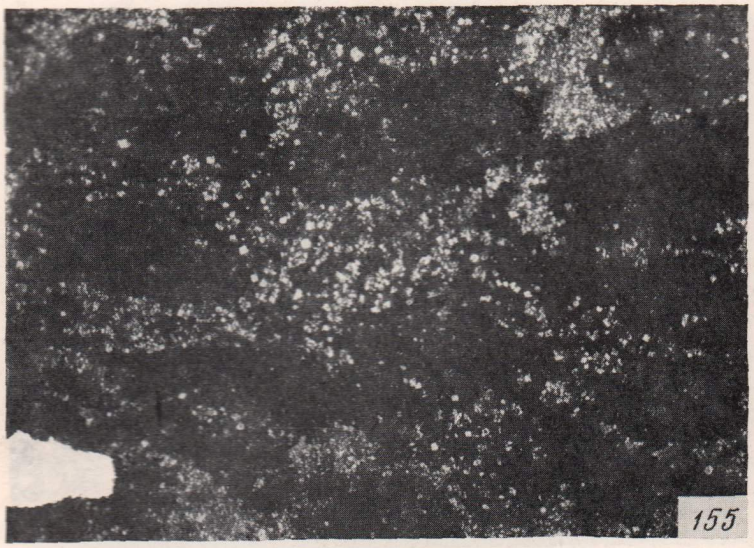
Фиг. 156. Доломитизированный фузулинидовый известняк. Видны крупные, несколько сплющенные раковинки фузулинид, пространство между которыми заполнено мелким раковинным детритом. По всей породе рассеяны очень мелкие ромбоэдры доломита. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 157. Кристаллы доломита, расположенные по периферии фузулинидовой раковины. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 158. Доломитизированный фузулинидовый известняк с обильным цементом. Доломитизация идет главным образом по цементу. Химический состав породы: Н.О. = 1,52%, $CaCO_3$ = 66,66%, $CaMg(CO_3)_2$ = 31,82%. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

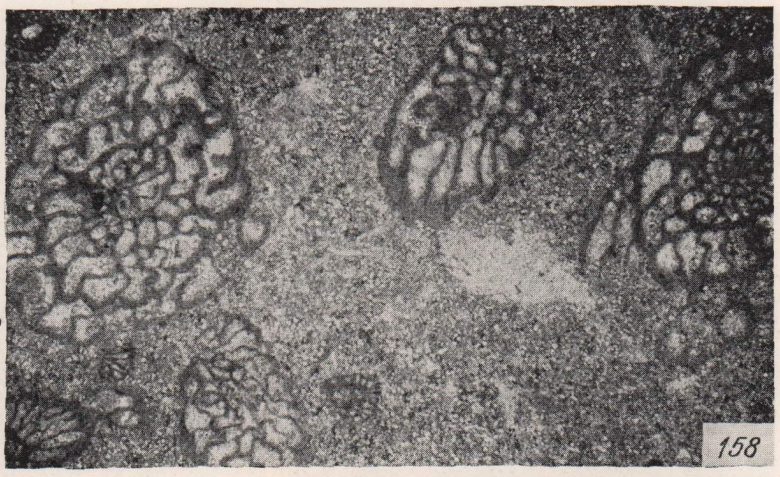
Фиг. 159. Доломитизированный полидетритово-фузулинидовый известняк. Тонкозернистый доломит приурочен преимущественно к цементу, где почти полностью замещает микрозернистый кальцит. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Гжельский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 160. Доломитизированный полидетритово-фузулинидовый известняк. Раковинки фузулинид сильно сплющены. Доломитовые кристаллы приурочены к цементу и раковинкам фузулинид, но отсутствуют в члениках криноидей. Химический состав породы: Н. О. = 2,9%, $CaCO_3$ = 70,17%, $CaMg(CO_3)_2$ = = 26,93%. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

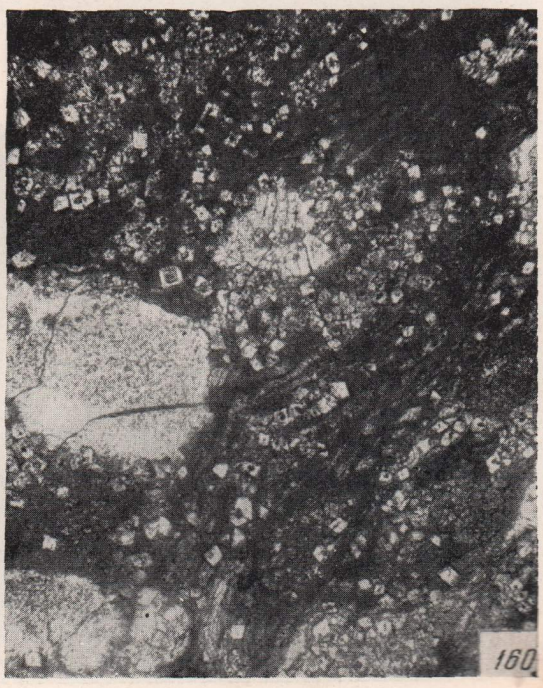

155

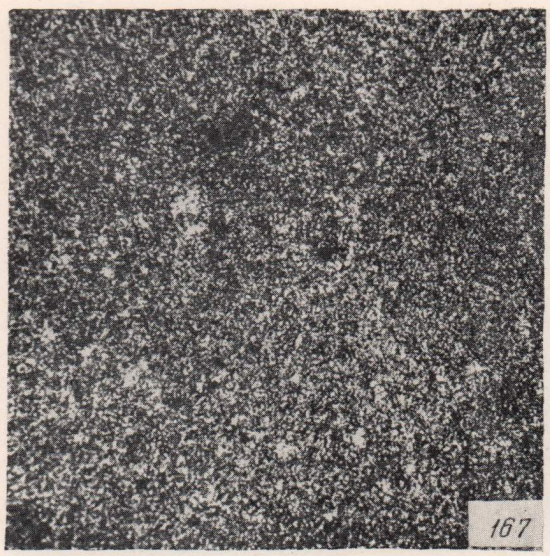

156


157

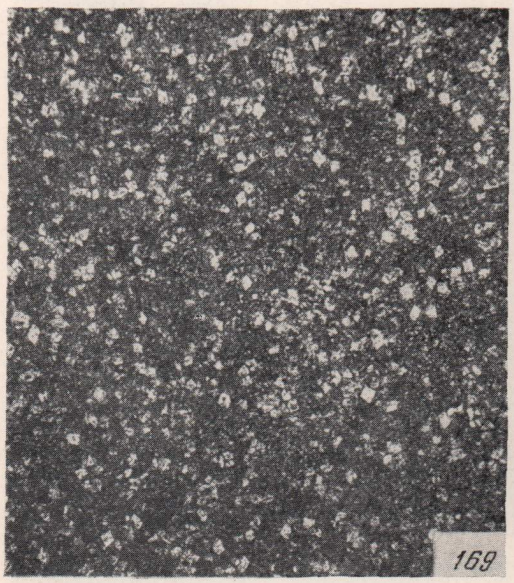

158


159


160


167


168


169


170


171


172

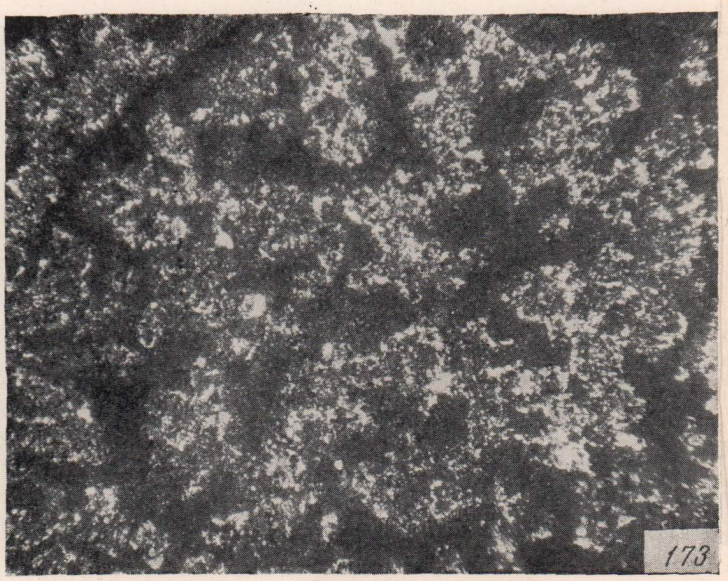

173

Таблица XXVIII

Фиг. 161. Доломитизированный двинелловый известняк. Видны трубки двинелл, пространство между которыми заполнено пелитоморфным кальцитом (*а*). По цементу развиваются ромбоэдры доломита, местами нацело его замещающие (*б*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Гжельский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 162. Доломитизированный сгустковый известняк. Видны сгустки пелитоморфного карбоната кальция и мелкий органогенный детрит. Тонкозернистый доломит приурочен к цементу. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Северная Двина, дер. Березняки.

Фиг. 163. Доломитизированный сгустковый известняк. Ромбоэдры доломита приурочены главным образом к цементу, но внедряются с периферии и в комочки. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, г. Любимов.

Фиг. 164. Сгустково-детритовый известняк с рассеянными крупными ромбоэдрами доломита (*а*), распределение которых не связано с первичной структурой породы. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 165. То же. Вверху виден крупный ромбоэдр доломита, развившийся на месте нескольких сгустков. Увел. 90, николь 1.

Фиг. 166. Фораминиферово-сгустковый известняк, в котором очень мелкие правильные ромбоэдры доломита довольно равномерно рассеяны в породе и образуют извилистые прожилки, напоминающие по форме сутуры стилолитов. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, г. Любимов.

Таблица XXIX

Фиг. 167. Микрозернистый известковый доломит. Химический состав породы: Н. О. = 0,51%, $CaCO_2$ = 87,68%, $CaMg(CO_3)_2$ = 11,81%. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 168. Микрозернистый известняк (темное) с неравномерно распределенными в нем очень мелкими ромбоэдрами доломита (светлые зерна). Внутри многих зерен доломита наблюдаются мельчайшие расплывчатые кальцитовые ядра. Химический состав породы: Н.О. = 2,15%, $CaCO_3$ = 60,96% и $CaMg(CO_3)_2$ = 36,89%. Шлиф, прокрашенный хромпиком. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

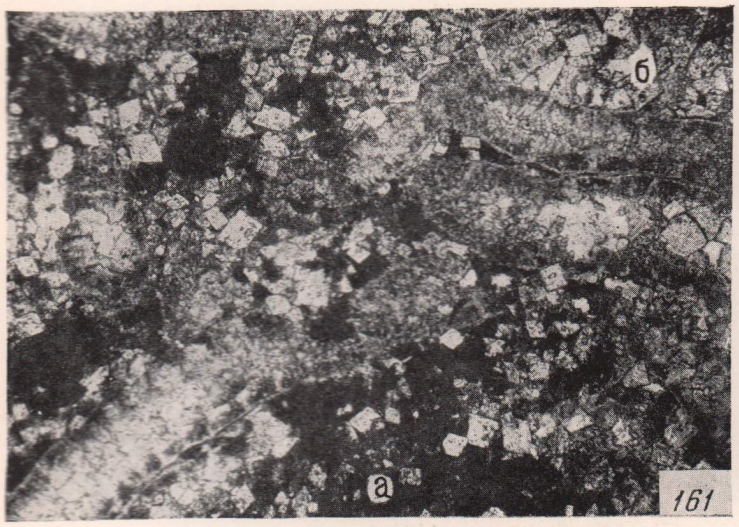
Фиг. 169. Микрозернистый известняк с довольно равномерно рассеянными очень мелкими ромбоэдрами доломита. Химический состав породы: Н.О. = 1,18%, $CaCO_3$ = 68,57%, $CaMg(CO_3)_2$ = 30,25%. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 170. Микрозернистый известняк с мелкими ромбоэдрами доломита. Химический состав породы: Н.О. = 1,87%, $CaCO_3$ = 57,55%, $CaMg(CO_3)_2$ = 40,58%. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

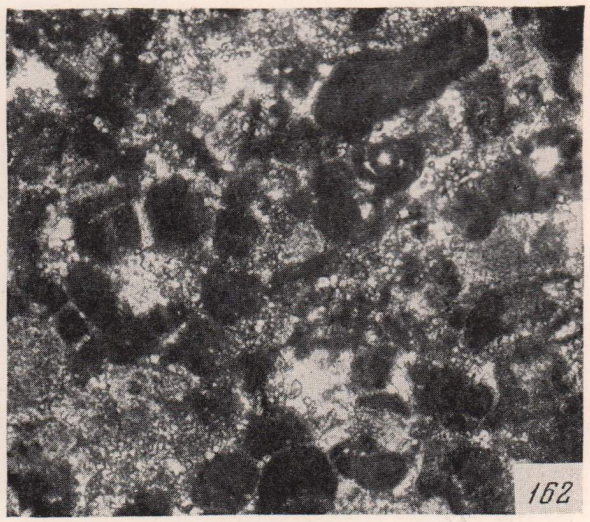
Фиг. 171. Участок из того же шлифа, что на фиг. 170, но прокрашенный хромпиком.

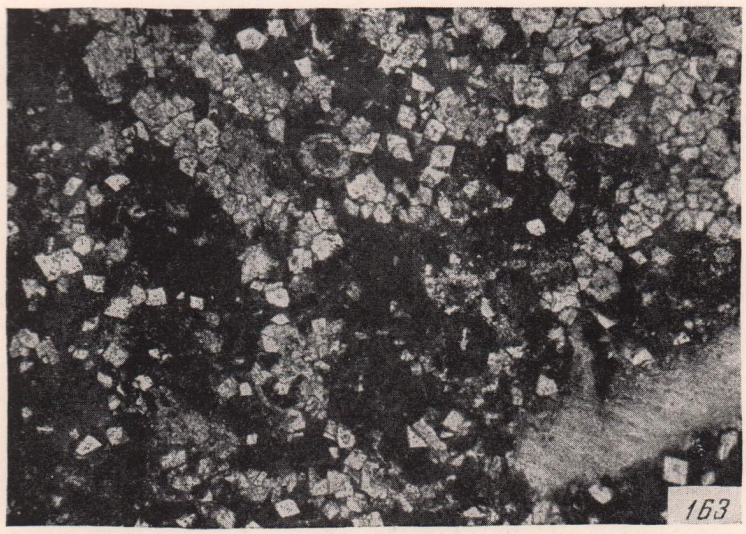
Фиг. 172. Микрозернистый известняк с рассеянными мелкими ромбоэдрами доломита. Внутри многих ромбоэдров заметны включения пелитоморфного кальцита, имеющие прихотливые очертания. Химический состав породы: Н.О. = 1,15%, $CaCO_3$ = 87,79%, $CaMg(CO_3)_2$ = 11,06%. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 173. Микрозернистый известняк с мелкими кристаллами доломита (светлое). Кристаллы доломита сильно разрушены и корродированы не только с поверхности, но и внутри, причем наблюдается замещение доломита микрозернистым кальцитом. Многие доломитовые кристаллы вследствие коррозии утратили первичную форму ромбоэдра. Химический состав породы: Н.О. = 0,84%, $CaCO_3$ = 85,89%, $CaMg(CO_3)_2$ = 13,27%. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.



161

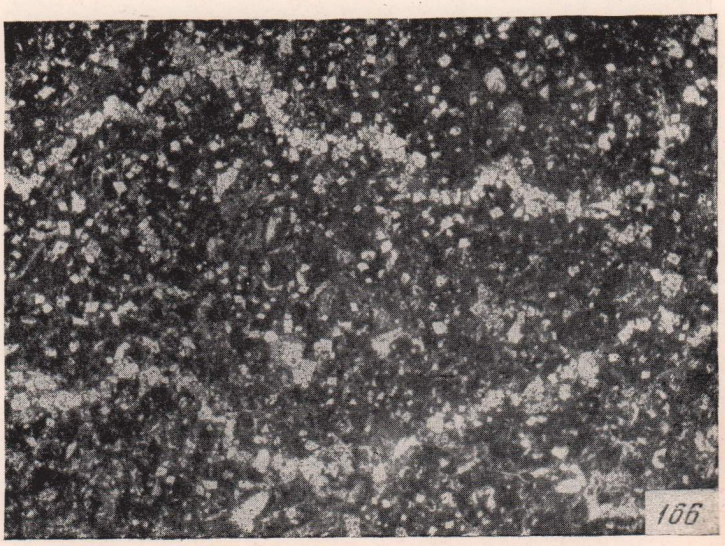

162


163



164


165

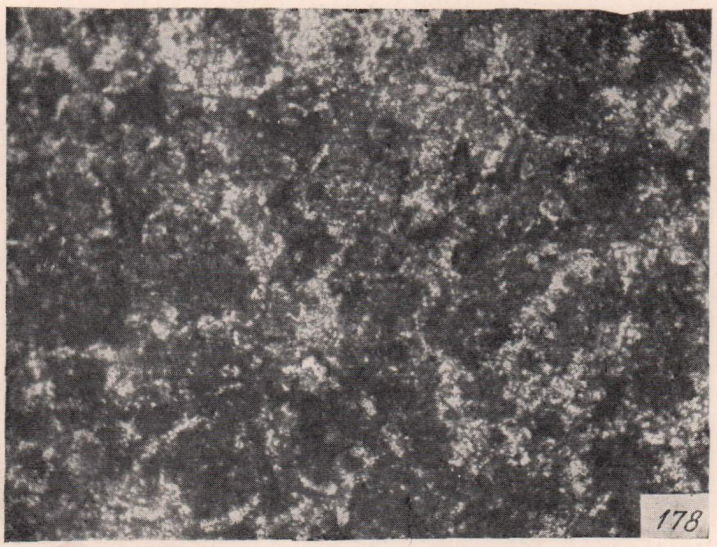

166


а
174


175


176


б
а
177


178

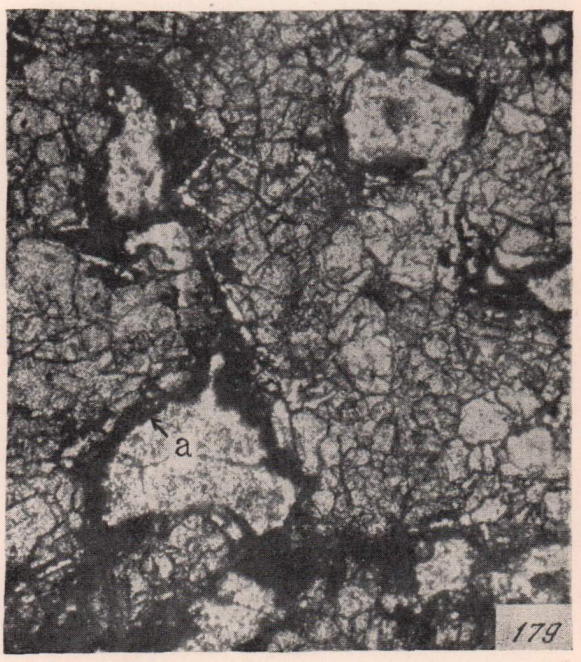

а
179

Таблица XXX

Фиг. 174. Известняк со сложной структурой. Видны правильные довольно крупные ромбоэдры, состоящие из кальцитового ядра и доломитовой оболочки. Ромбоэдры образуют неправильные скопления, между которыми наблюдаются участки (*а*), выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Химический состав породы: Н.О. = 0,45%, $CaCO_3$ = 96,60%, $CaMg(CO_3)_2$ = 2,95%. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 175. Доломитовый известняк со сложной структурой. Видны довольно крупные ромбоэдры, состоящие из ядра и тонкой оболочки. Ядра образованы тонкозернистым кальцитом, причем между зернышками последнего просвечивает доломитовый фон; оболочки целиком доломитовые. Промежутки между ромбоэдрами выполнены среднезернистым кальцитом. Химический состав породы: Н.О. = 1,70%, $CaCO_3$ = 75,37%, $CaMg(CO_3)_2$ = 22,88%. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 176. Известковый доломит. Видна масса тонкозернистого кальцита (темное), среди которого наблюдаются многочисленные сильно разрушенные и корродированные остатки довольно крупных доломитовых ромбоэдров (светлое). Разрушение последних и замещение кальцитом идет как с периферии, так и изнутри. Шлиф, прокрашенный K_2CrO_4. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 177. Доломитовый известняк сложной структуры. Видны ромбоэдры, состоящие из ядра, образованного тонкозернистым кальцитом, и из доломитовой оболочки (светлое). Местами, там, где ромбоэдры тесно соприкасаются, оболочка исчезает или почти исчезает, и таким образом иногда возникает доломитовая корочка, окаймляющая несколько соприкасающихся ромбоэдров (*а*). Пространство между агрегатами ромбоэдров, очевидно, представлявшее ранее пустоту, заполнено среднекристаллическим кальцитом (*б*). Шлиф, прокрашенный K_2CrO_4. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 178. Известняк, состоящий из тонкозернистого кальцита (темное), в котором наблюдаются многочисленные прожилки доломита (светлое). Судя по очертаниям и оптической ориентировке, эти прожилки представляют собой остатки внешних оболочек доломитовых ромбоэдров. Химический состав породы: Н. О. = 0,53%, $CaCO_3$ = 84,38%, $CaMg(CO_3)_2$ = 15,13%. Шлиф, прокрашенный K_2CrO_4. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 179. Пористый доломитовый известняк сложной структуры. Поры (*а*) инкрустированы тонкой кальцитовой корочкой с тончайшей концентрической структурой. Шлиф, прокрашенный K_2CrO_4. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Таблица XXXI

Фиг. 180. Тонкозернистый известковый доломит. В основной доломитовой массе видны неправильные участки пелитоморфного кальцита, уцелевшие от доломитизации (темное). Кроме того, в доломите рассеян недоломитизированный органогенный детрит. Шлиф. Увел. 20. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 181. Сильно доломитизированный двинелловый известняк. В массе тонкозернистого доломита виден участок с большим количеством плохо сохранившихся трубок двинелл. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

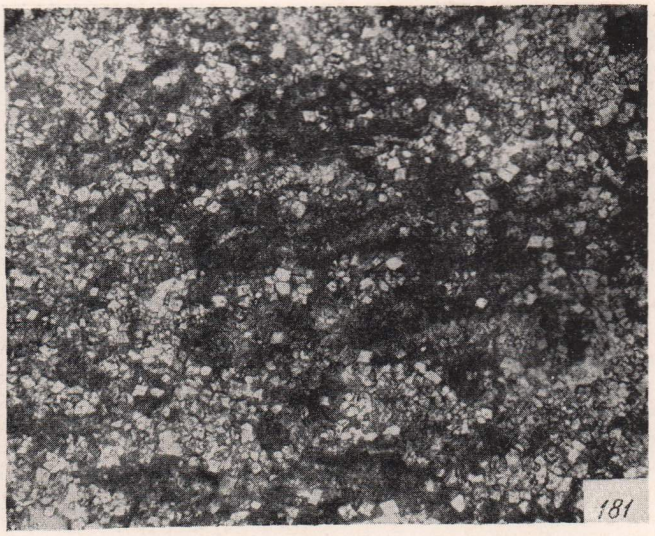
Фиг. 182. Тонкозернистый доломит с остатками фауны. Членик криноидеи (*а*) совсем не доломитизирован, а по фузулинидовой раковине (*б*) развиваются доломитовые ромбоэдры. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Арчединский район.

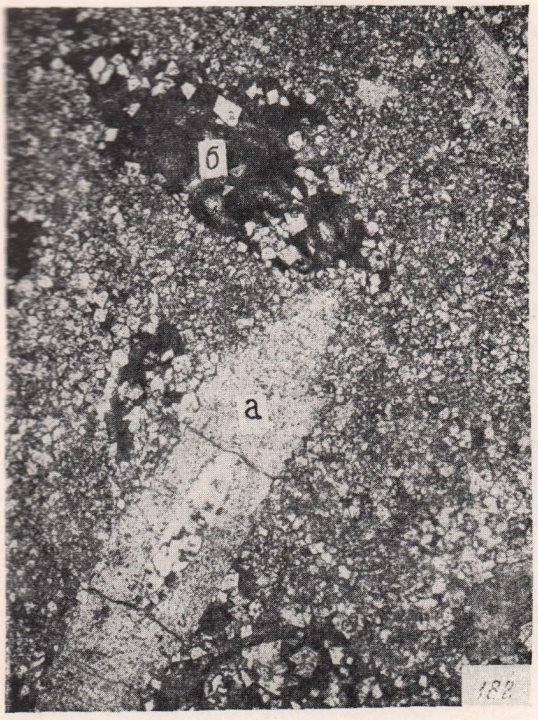
Фиг. 183. Доломит с остатками раковин фузулинид очень плохой сохранности. В ромбоэдрах доломита видны кальцитовые ядра. Химический состав породы: Н. О. = 2,98%, $CaCO_3$ = = 5,92%, $CaMg(CO_3)_2$ = 91,10%. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 184. Участок в известковом доломите, где наблюдается скопление крупных органических остатков, пространство между которыми заполнено относительно крупными кристаллами кальцита (*а*). Характерно, что по этим кристаллам, так же как и по остаткам иглокожих (*б*), доломит не развивается. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

Фиг. 185. Участок в известковом доломите, где наблюдается скопление органогенного детрита. Здесь хорошо видно, что доломит развивается выборочно, «избегая» крупные кристаллы кальцита (*а*) и членики криноидей (*б*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, р. Игремка.


180


181

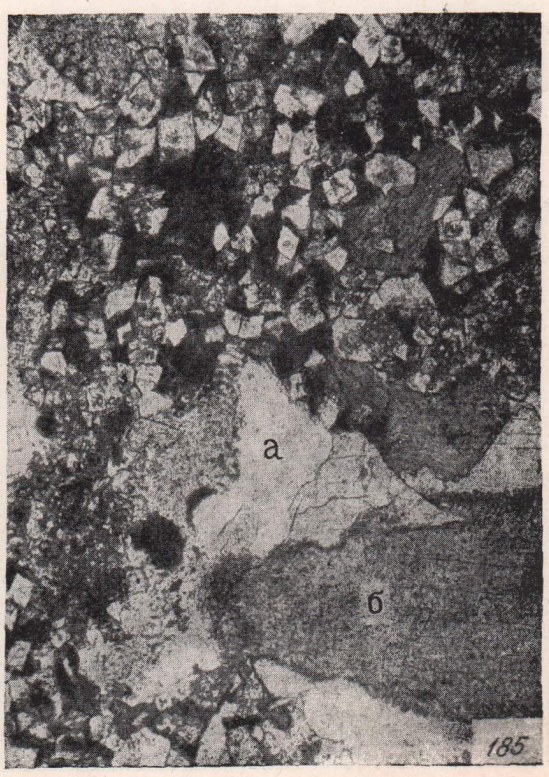


182

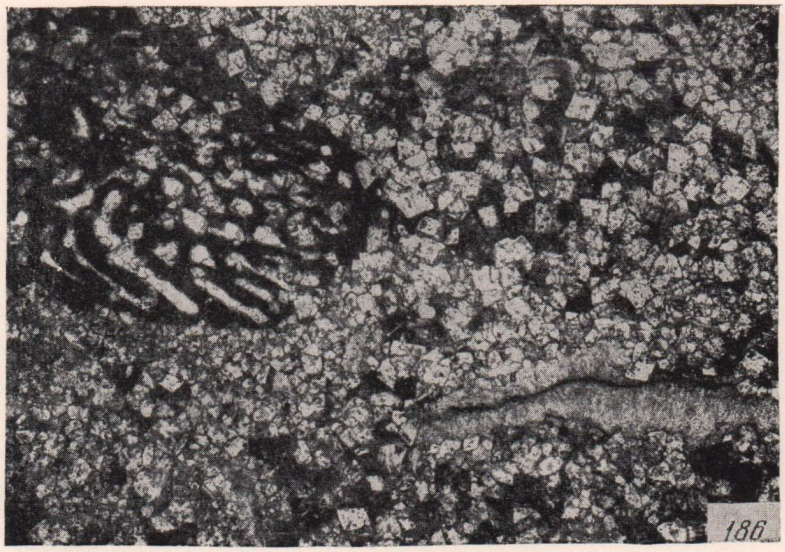

183

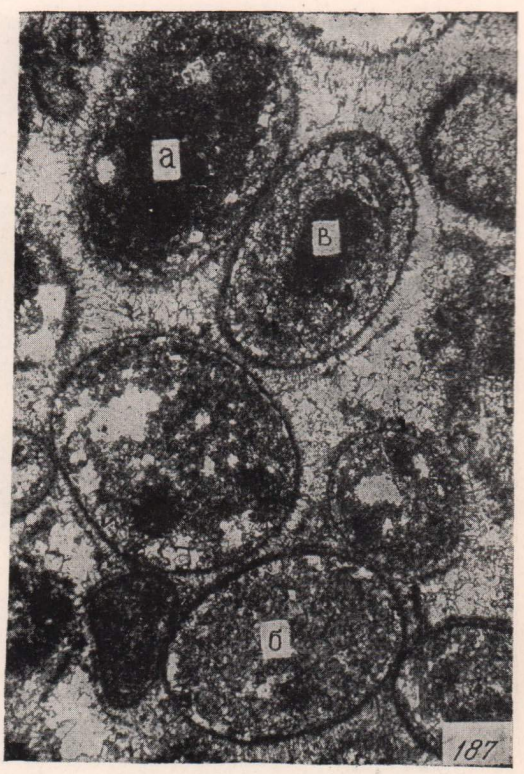


184

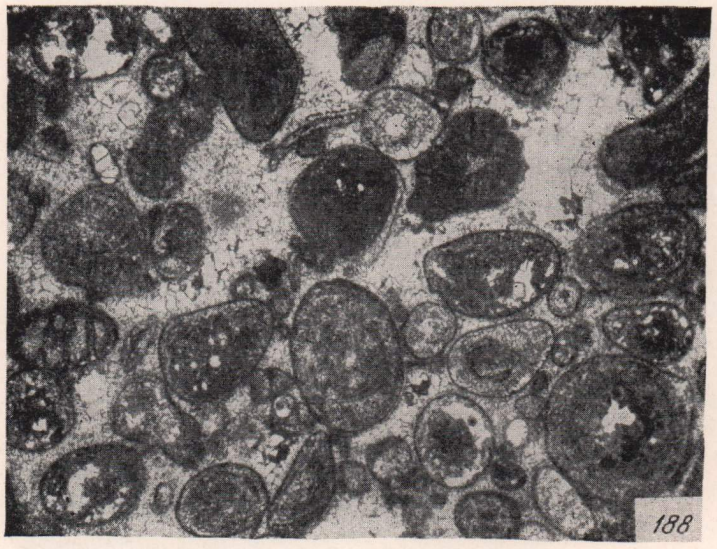


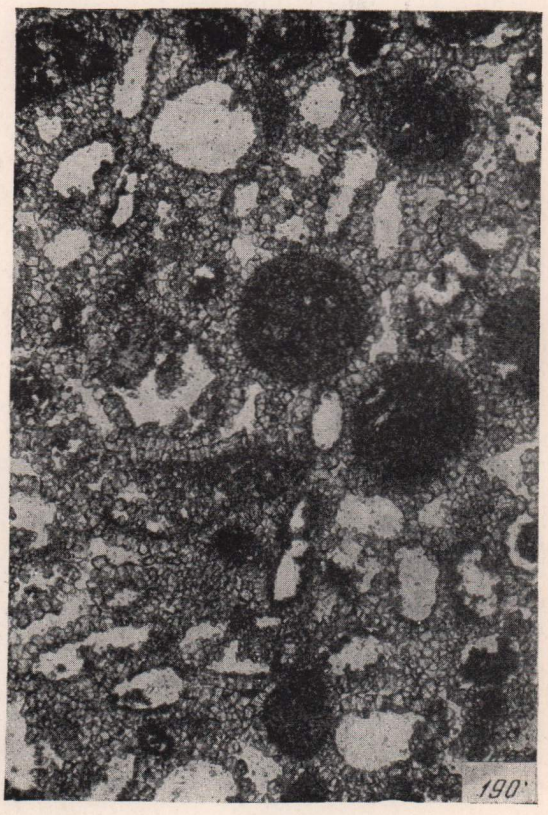
185

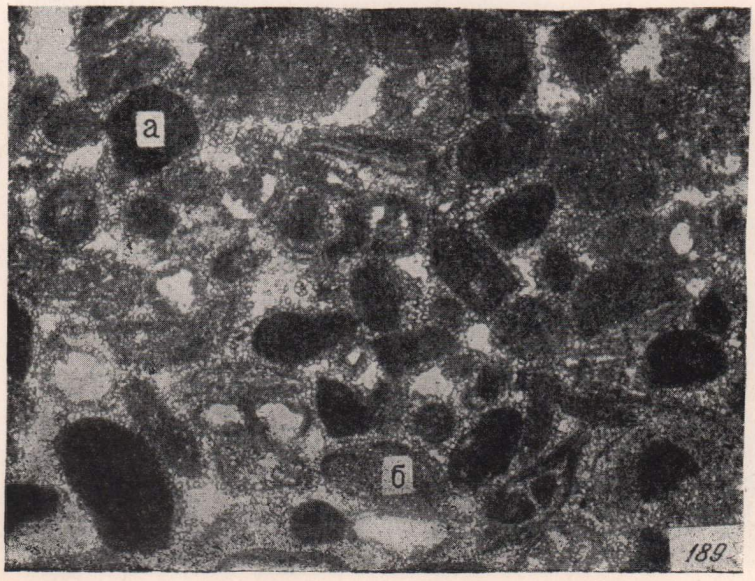

186



187


188


190



189

Таблица XXXII

Фиг. 186. Мелкозернистый доломит с остатками микрозернистого кальцита и недоломитизированными органогенными остатками. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 187. Мелкокомковатый известковый доломит. Видны округлые и овальные комочки, состоящие из пелитоморфного кальцита (*а*), тонкозернистого доломита (*б*) или и того и другого (*в*); сцементированы комочки тонко- и мелкозернистым доломитом, образующим крустификационные корочки на комочках и выполняющим пространство между последними. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Гжельский ярус, дер. Лысково.

Фиг. 188. Мелкокомковатый известковый доломит с остатками фауны. Хорошо видна неполная и неравномерная доломитизация комочков, которые вследствие этого иногда приобретают концентрическую структуру; при сильной доломитизации комочков кальцит сохраняется только в виде тончайшего наружного ободка. Характерно, что в цементе доломитовые зерна имеют бóльшую величину, чем в комочках. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Гжельский ярус, дер. Лысково.

Фиг. 189. Мелкокомковатый известковый доломит. Одни комочки образованы пелитоморфным кальцитом (*а*), другие — микрозернистым доломитом (*б*). Цемент очень скудный, образованный тонкозернистым доломитом. Порода пористая, причем поры связаны как с комочками, так и с пространствами между ними. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, р. Цна.

Фиг. 190. Пористый мелкокомковатый известковый доломит. Комочки образованы микрозернистым доломитом с примесью пелитоморфного кальцита, а цемент состоит из тонкозернистого доломита. Порода пористая, причем поры развиваются по комочкам, а также связаны с промежутками между последними. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока.

Таблица XXXIII

Фиг. 191. Тонкозернистый доломит с небольшой примесью пелитоморфного кальцита. Химический состав породы: Н.О. = = 3,48%, $CaCO_3$ = 11,32%, $CaMg(CO_3)_2$ = 85,20%. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

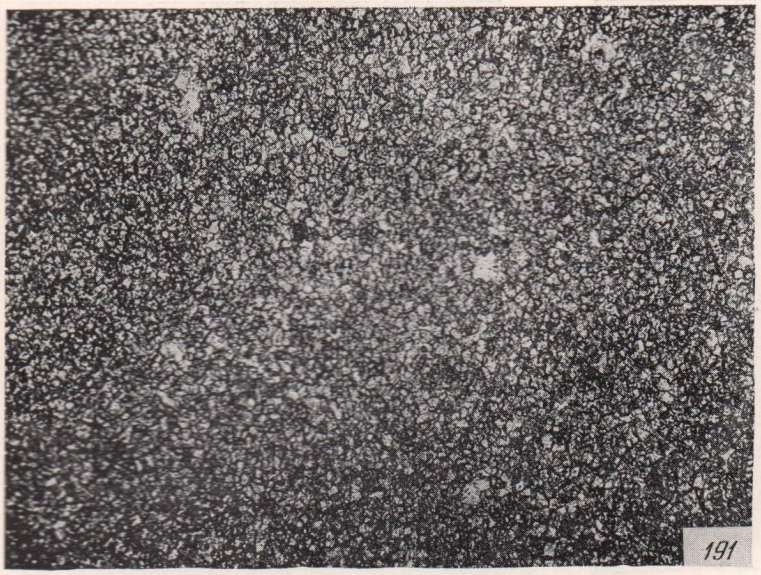
Фиг. 192. Известковый доломит. Основная часть породы представляет собой микрозернистый доломит с примесью пелитоморфного кальцита; в ней проходят вертикальные и горизонтальные прожилки, где наблюдается более значительная концентрация доломита. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Гжельский ярус, Северная Двина, дер. Березняки.

Фиг. 193. Тонкозернистый доломит с примесью пелитоморфного кальцита. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Гжельский ярус, Северная Двина, дер. Березняки.

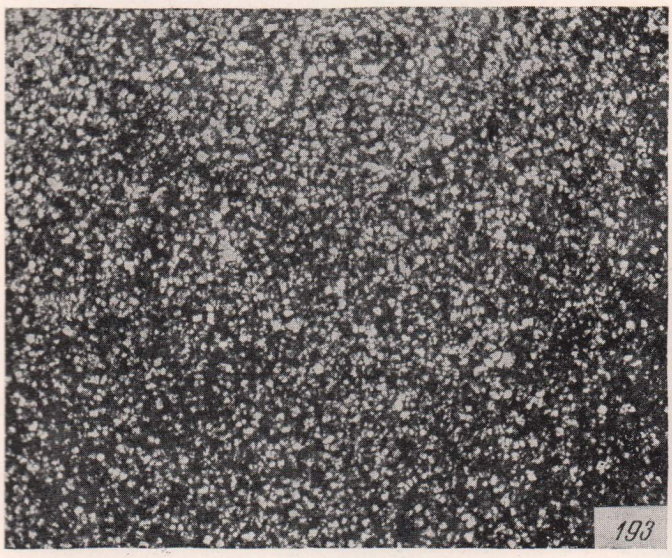
Фиг. 194. Криптокристаллический известняк (темное) с многочисленными мелкими ромбоэдрами доломита. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Онега.

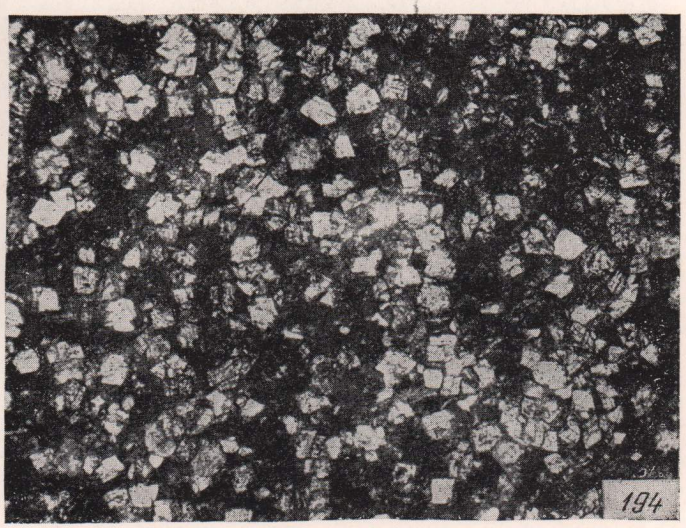
Фиг. 195. Известковый доломит. На одних участках преобладают мелкие ромбоэдры доломита, на других — пелитоморфный кальцит, вследствие чего порода имеет пятнистый облик. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

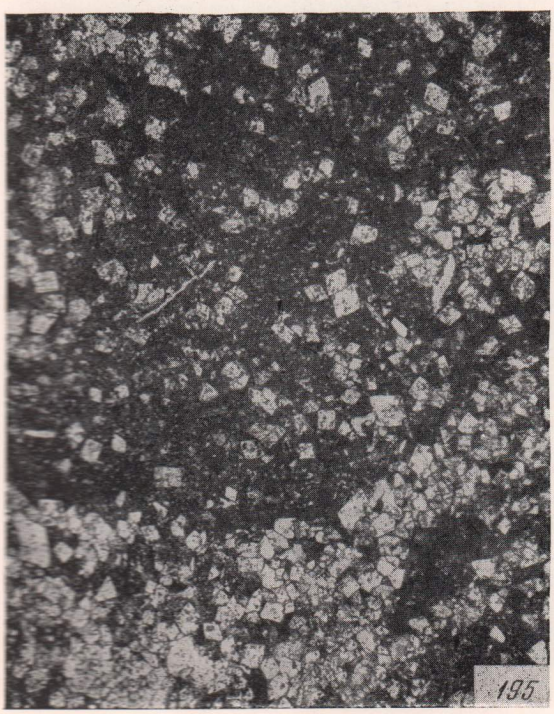
Фиг. 196. Мелкозернистый доломит с небольшими участками, где сохранился криптокристаллический кальцит (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.


191


192


193


194


195

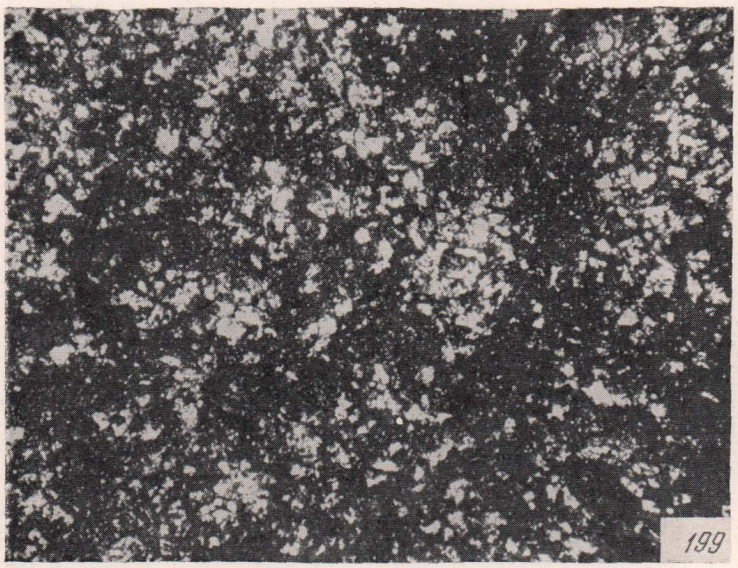


196



197


198


199


201


200

Таблица XXXIV

Фиг. 197. Известковый доломит, состоящий из неправильных доломитовых ромбоэдров, в которых присутствует криптокристаллический кальцит, образующий местами плотные ядра (*а*). Химический состав породы: Н.О. = 4,26%, $CaCO_3$ = = 13,12%, $CaMg(CO_3)_2$ = 82,62%. Шлиф, окрашенный K_2CrO_4. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 198. Известковый доломит. Видны неправильные ромбоэдры доломита, многие из которых содержат крупные и неправильные ядра из криптокристаллического кальцита (темное). Химический состав породы: Н.О.= 4,73%, $CaCO_3$ = = 14,11%, $CaMg(CO_3)_2$ = 81,16%. Шлиф, окрашенный K_2CrO_4. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 199. Сильно известковистый доломит. Видны очень мелкие ромбоэдры доломита (светлое) и микрозернистый кальцит (темное). Многие ромбоэдры с периферии разъедены кальцитом. Химический состав породы: Н.О. = 2,62%, $CaCO_3$ = = 47,96%, $CaMg(CO_3)_2$ = 49,42%. Шлиф, окрашенный K_2CrO_4. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 200. Участок в сильно известковом доломите, где сохранились лишь отдельные оболочки от доломитовых ромбоэдров (светлое). Шлиф, окрашенный $FeCl_3$. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Из коллекции Д. А. Виталя.

Фиг. 201. Известковый доломит. Видны доломитовые ромбоэдры с отчетливым зонарным строением, в которых одни зоны образованы кальцитом (темное), а другие — доломитом (светлое). Многие доломитовые оболочки (зоны) разъедаются кальцитом. Химический состав породы: Н.О. = 0,71%, $CaCO_3$ = = 39,54%, $CaMg(CO_3)_2$ = 59,75%. Шлиф, окрашенный $FeCl_3$. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Из коллекции Д. А. Виталя.

Таблица XXXV

Фиг. 202. Кристаллы кальцита средних размеров, с включением в них многочисленных очень мелких ромбоэдров доломита. Химический состав породы: Н.О. = 2,08%, $CaCO_3$ = = 73,57%, $CaMg(CO_3)_2$ = 24,35%. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 203. Среднезернистый кальцит с включением тонкозернистого доломита. Шлиф. Увел. 90, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 204. Крупные кристаллы кальцита, в которых включены многочисленные очень мелкие ромбоэдры доломита. Химический состав пород: Н.О. = 1,76%, $CaCO_3$ = 19,20%, $CaMg(CO_3)_2$ = 79,12%. Шлиф. Увел. 45, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

Из коллекции Н. Г. Бродской.

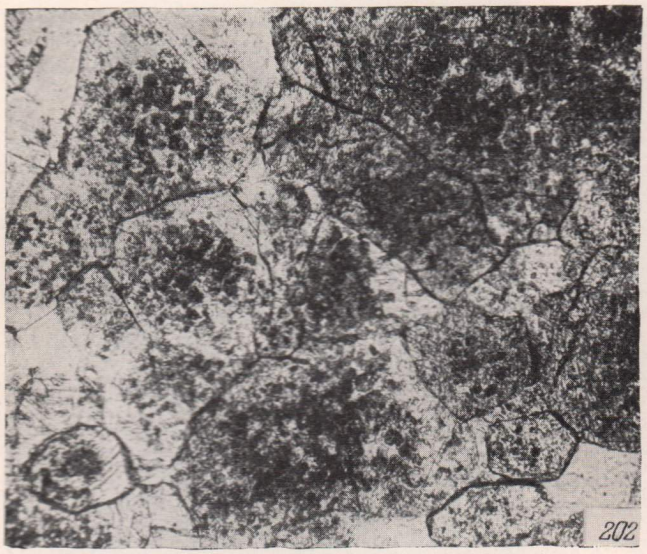
Фиг. 205. Сильно кальцитизированный участок в известковом доломите. Видны крупные кристаллы кальцита, которые к периферии участка становятся мельче и содержат тонкозернистый доломит. Шлиф. Увел. 45, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

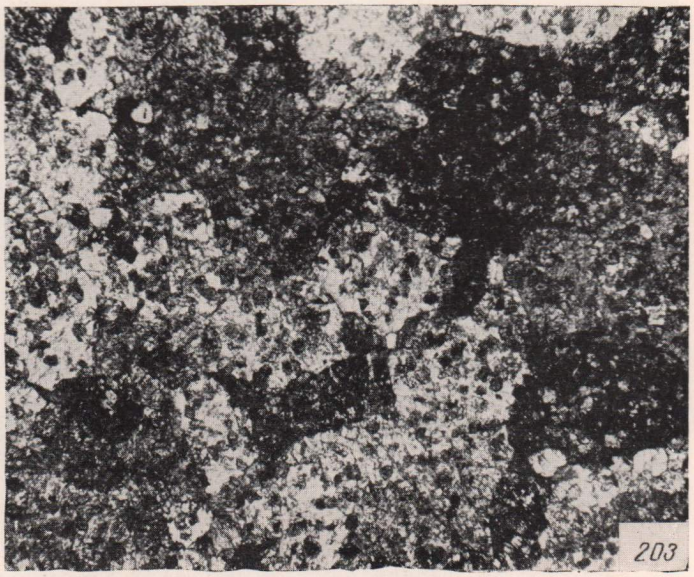
Из коллекции Н. Г. Бродской.

Фиг. 206. Кальцитизированный доломит. Видны крупные кристаллы кальцита (*а*), содержащие мелкие ромбоэдры доломита; в последних наблюдается включение пелитоморфного карбоната кальция (темные ядра и ободки). Шлиф. Увел. 45, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

Из коллекции Н. Г. Бродской.

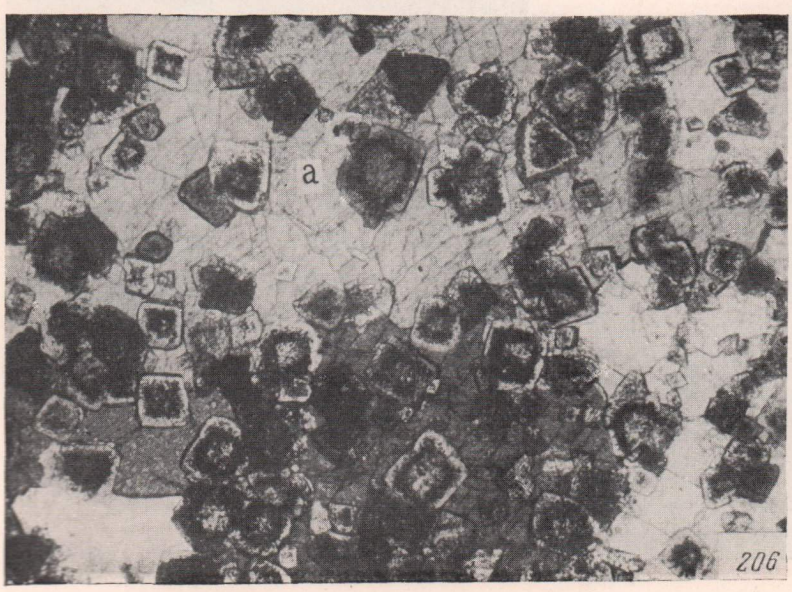
Фиг. 207. То же. Увел. 90, николь 1.


202


203

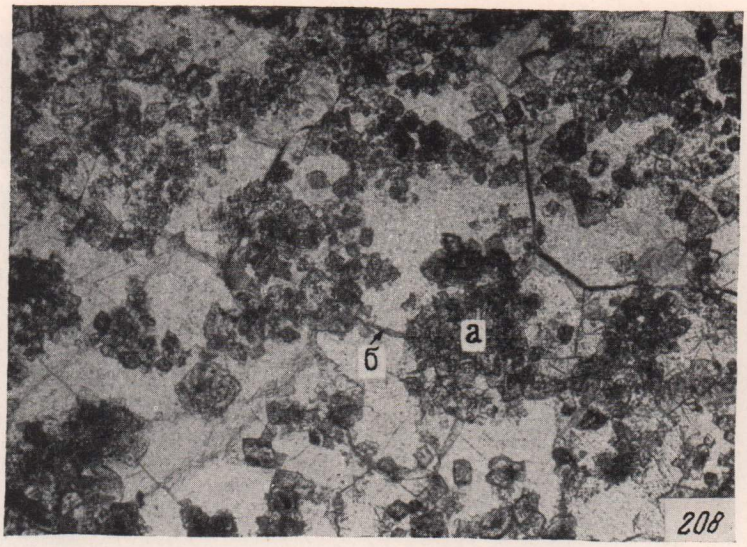

204


205

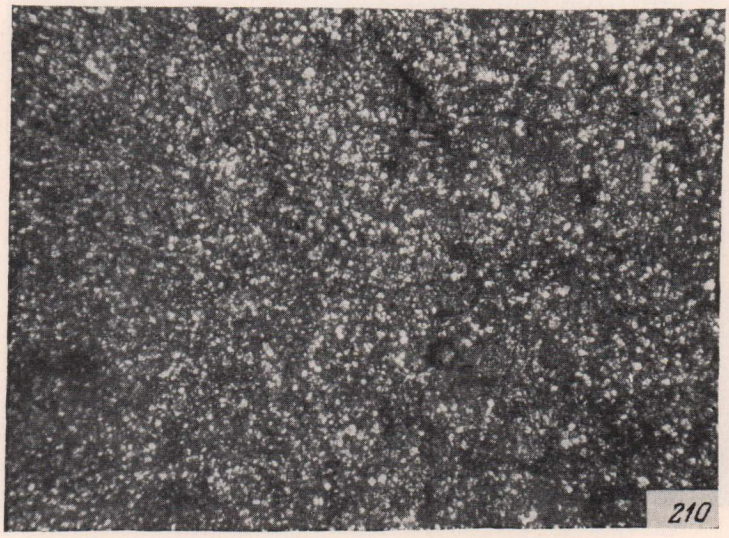


206


207


а
б
208


а
209


210


212

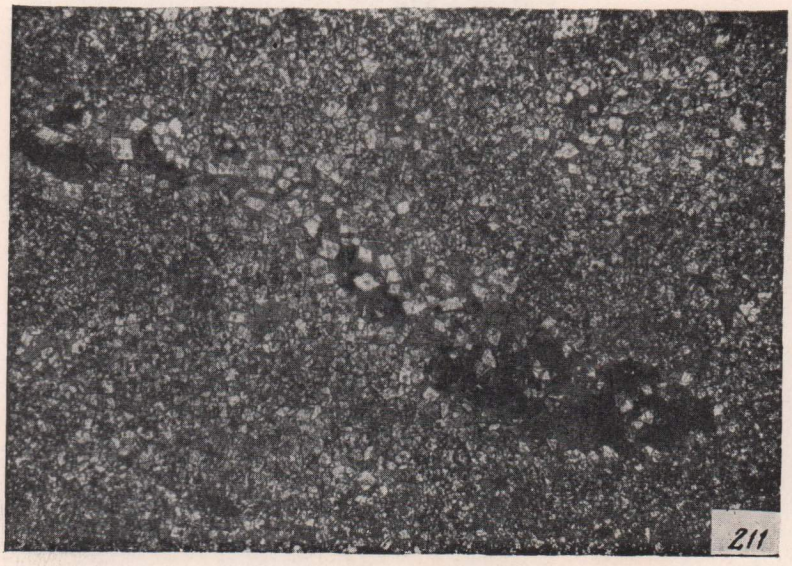

211

Таблица XXXVI

Фиг. 208. Крупнокристаллический кальцит с включением тонкозернистого доломита. Последний распределен неравномерно, образуя небольшие стяжения (*а*). Характерно, что границы кальцитовых кристаллов пересекают доломитовые стяжения *(б)*. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 209. Включение крупнокристаллического кальцита в известковом доломите. В средней части включения кальцит чистый (*а*), а по периферии содержит многочисленные мельчайшие доломитовые ромбоэдры (светлое). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 210. Известковый доломит. Кальцит (темное) образует систему тонких сообщающихся прожилок. Шлиф, окрашенный K_2CrO_4. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 211. Известковый доломит. Мелкозернистый кальцит образует прожилки и мелкие включения, внутри которых доломитовые кристаллы крупнее, чем в основной массе породы. Химический состав породы: Н.О. = 1,03%, $CaCO_3$ = 27,33%, $CaMg(CO_3)_2$ = 70,64%. Шлиф, окрашенный K_2CrO_4. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 212. Тонкозернистый доломит с прожилками и трещинками, заполненными довольно крупными прозрачными кристаллами кальцита. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, р. Онега.

Таблица XXXVII

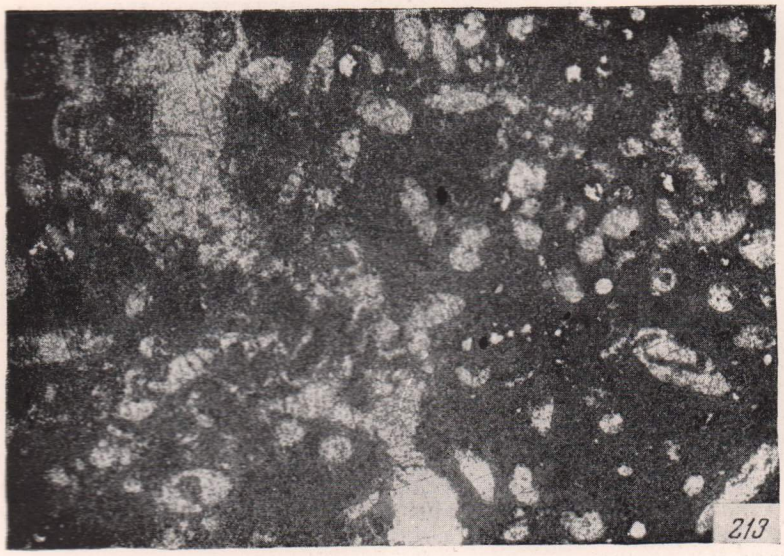
Фиг. 213. Тонкозернистый доломит с остатками фауны, замещенными кальцитом. Кальцит выполняет также прожилки, соединяющие многие кальцитизированные органические остатки. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 214. Кальцитизированный доломит. Доломитовые ромбоэдры либо рассеяны среди крупнокристаллического кальцита, либо образуют скопления (*а*), представляющие собой доломитизированные органические остатки. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Северная Двина.

Фиг. 215. Тонкозернистый доломит с включением крупно- и среднекристаллического кальцита, замещающего остатки фузулинидовых раковин (*а*) и мелкий раковинный детрит. Эти включения соединены обычно тонкими прожилками, также выполненными прозрачным кальцитом. Внутри кальцитовых кристаллов изредка наблюдаются очень мелкие доломитовые ромбоэдры. Содержание $CaCO_3$ в породе равно 11,12%. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

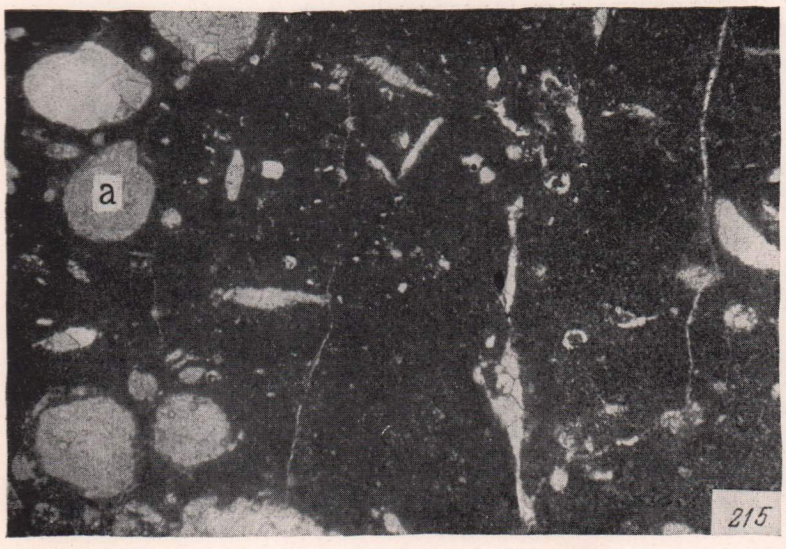
Фиг. 216. Мелкозернистый доломит с остатками иглокожих, образованных крупнокристаллическим кальцитом. Химический состав породы: Н.О. = 2,08%, $CaCO_3$ = 19,72%, $CaMg(CO_3)_2$ = 78,20%. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 217. Кальцитизированный доломит с остатками обломочной структуры. Видны угловатые обломки микро- и тонкозернистого доломита (*а*) и цемент, представленный крупнокристаллическим кальцитом (*б*), в котором включено большое количество мелких доломитовых ромбоэдров. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Каширский горизонт, Северная Двина.

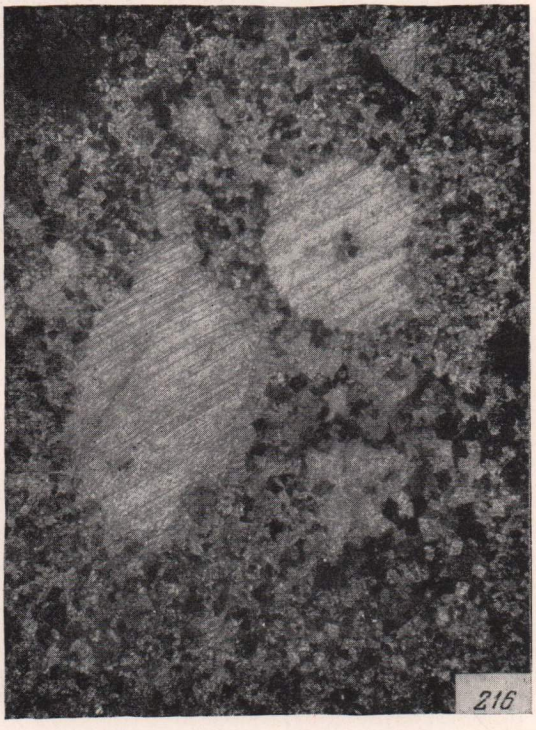

213

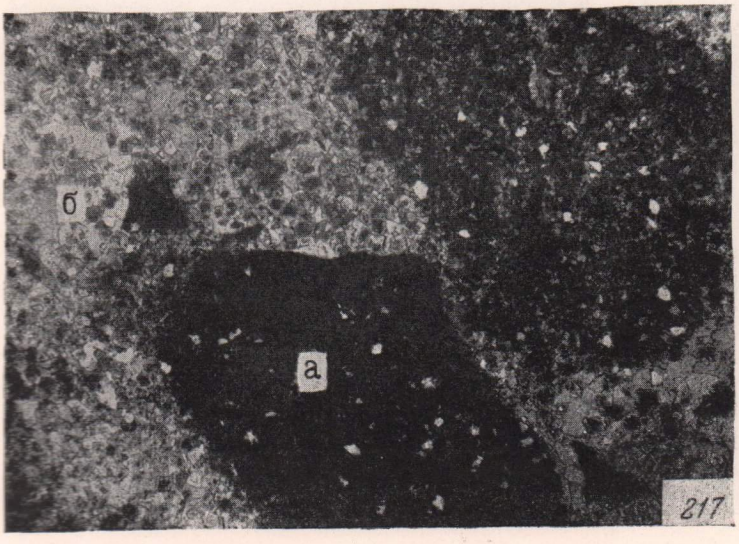


214



215


216

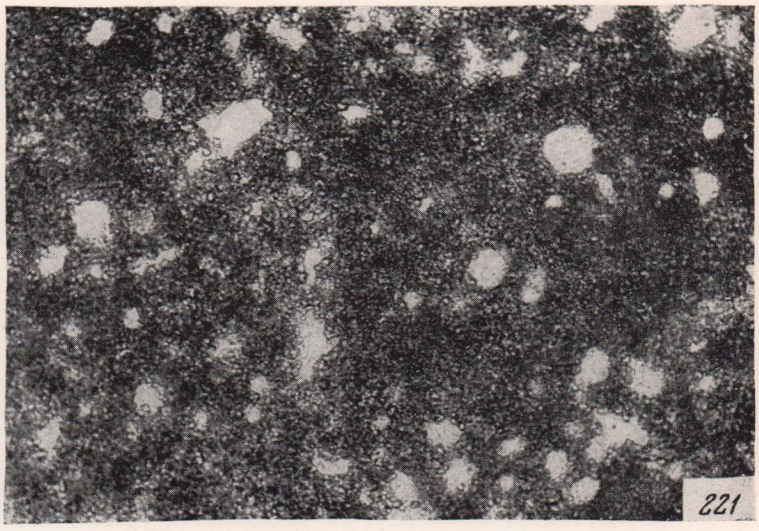


217


218


219


220


221


222

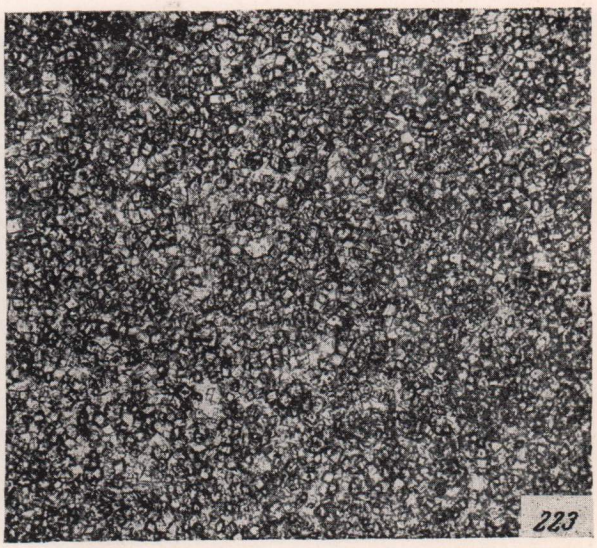

223

Таблица XXXVIII

Фиг. 218. Микрозернистый доломит. Шлиф. Увел. 60, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока. дер. Малеево (Касимовский район).

Фиг. 219. Микрозернистый доломит. Шлиф. Увел. 60, николь 1. Подольский горизонт, р. Ока, дер. Малеево (Касимовский район).

Фиг. 220. Микрозернистый доломит. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Подольский горизонт, р. Истья.

Фиг. 221. Мелкопористый микрозернистый доломит. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

Фиг. 222. Микрозернистый доломит с тонкими прожилками, окрашенными органическим веществом в более темный цвет, чем основная масса породы. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 223. Тонкозернистый доломит. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, р. Москва.

Таблица XXXIX

Фиг. 224. Доломит тонкозернистый и однороднозернистый с округленно-ромбоэдрическими кристаллами. Видны многочисленные неправильные сообщающиеся поры, заполненные пелитоморфным карбонатом, окрашенным органическим веществом. Шлиф. Увел. 45, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 225. Тонкозернистый доломит, состоящий из неправильно-ромбоэдрических, несколько округленных кристаллов с хорошо выраженными округлыми карбонатными и глинистыми ядрами. Шлиф. Увел. 150, николь 1. Верейский горизонт, ст. Шарья.

Фиг. 226. Тонкозернистый доломит, состоящий из прозрачных ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 227. Тонкозернистый доломит, состоящий из неправильных доломитовых зерен, слегка загрязненных тонкой пылью. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Средний карбон, Московская область.

Фиг. 228. Тонкозернистый доломит, состоящий из ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов доломита. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 229. Доломит тонкозернистый, плотный, состоящий из неправильных и неправильно-ромбоэдрических кристаллов. Шлиф. Увел. 90, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

Таблица XLVIII

Фиг. 279. Тонкозернистый глинистый известняк с небольшой примесью очень мелкого алеврита (светлые зернышки) и тонкими горизонтальными прожилочками гидроокислов железа (темное). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, ст. Пески.

Фиг. 280. Слабо глинистый известняк. Видна темная прожилка гидроокислов железа. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, г. Судогда (Окско-Цнинское поднятие).

Фиг. 281. Неравномерно глинистый известняк с тонким раковинным шламом и более крупными органическими остатками. Наблюдаются горизонтальные примазки и небольшие включения гидроокислов железа. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовский ярус, р. Москва.

Фиг. 282. Глинистый известняк с тонким раковинным шламом (светлый) и витренизированным растительным детритом (темный). Наблюдаются очень мелкие стяжения пирита (*а*). Текстура слоеватая. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 283. Чередование органогенно-детритового известняка и известняка темного глинистого, переходящего в глину. Нат. вел. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Из коллекции Д. М. Раузер-Черноусовой.

Фиг. 284. Известняк тонкозернистый, слабо глинистый с витренизированными растительными остатками (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 285. Органогенно-детритовый глинистый и слабо алевритистый известняк с взрыхленной текстурой. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верейский горизонт, Красная Поляна.

Таблица XLIX

Фиг. 286. Тонкозернистый песчаный доломит с зернами гидроокислов железа (*а*). Шлиф. Увел. 45, николи +. Башкирский ярус, Прудовск.

Фиг. 287. Тонкозернистый доломит с примесью алеврита (светлое) и тонкими прожилками гидроокислов железа. Шлиф. Увел. 60, николь 1. Касимовский ярус, г. Касимов.

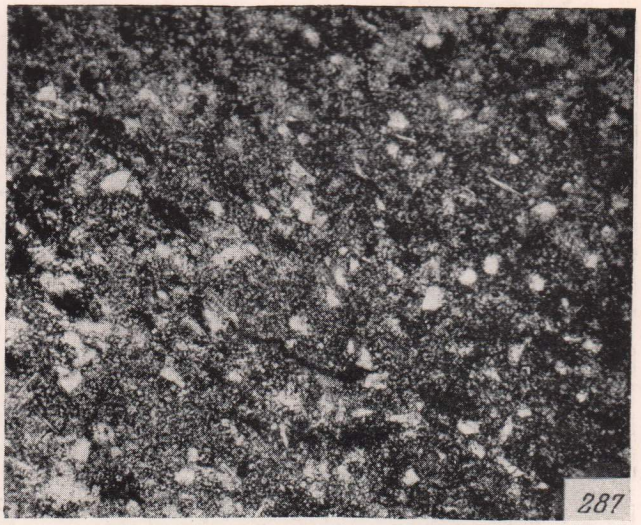
Фиг. 288. Тонкозернистый, слабо известковистый доломит с мелким алевритом и тонким раковинным шламом. Наблюдаются тончайшие прожилочки, окрашенные органическим веществом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верейский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 289. Микрозернистый глинистый доломит с включениями гидроокислов железа (*а*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Касимовский ярус, г. Москва.

Фиг. 290. Тонкозернистый сильно глинистый и слабо алевритистый доломит, неравномерно окрашенный гидроокислами железа. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Касимовский ярус, г. Судогда (Окско-Цнинское поднятие).

Фиг. 291. Органогенно-обломочный известняк с крупнокристаллическим кальцитовым цементом. Кристаллы кальцита нарастают на остатки иглокожих (*а*) и захватывают также другие более мелкие скелетные обломки (*б*). Шлиф. Увел. 20, николи +. Верхний горизонт башкирского яруса, р. Кельтма.


а
286

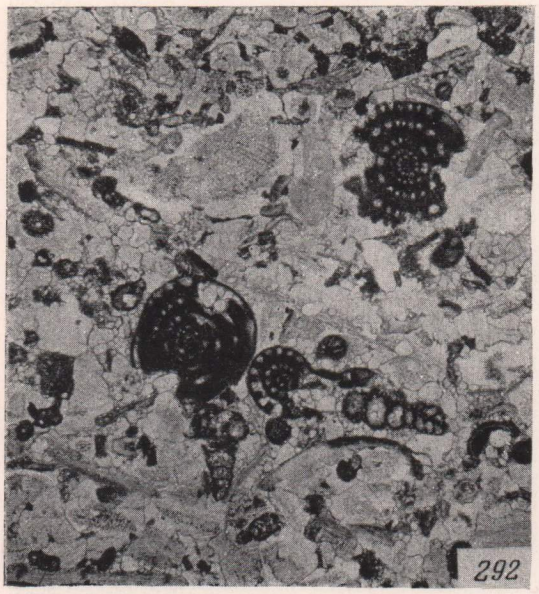

287


288

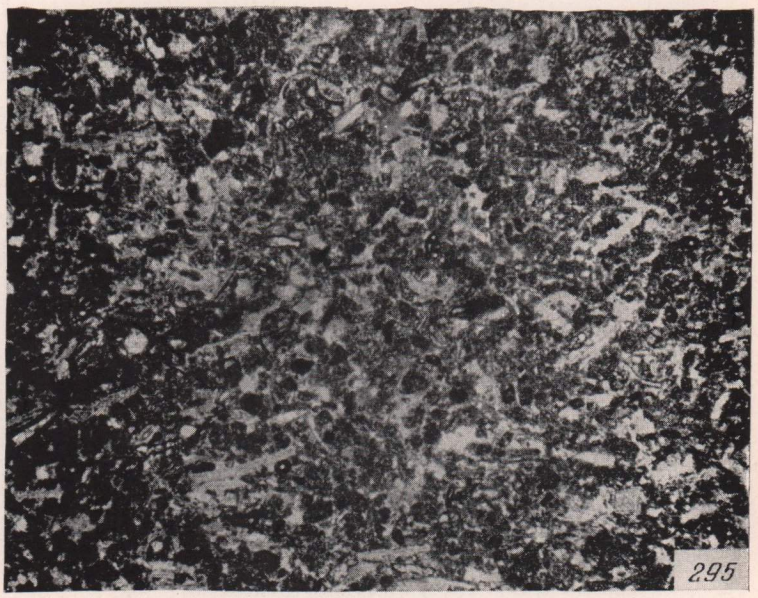

а
289


290


а
б
291


292


294


295


293



297


296

Таблица L

Фиг. 292. Органогенно-обломочный известняк с мелко- и среднезернистым кальцитовым цементом; кальцитовые кристаллы развиваются местами по периферии органических остатков и внутри их, вследствие чего контуры раковин становятся неправильными (см. в правом верхнем углу фотографии захваченную перекристаллизацией раковинку фораминиферы). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Московская синеклиза.

Фиг. 293. Остаток криноидеи, затронутый перекристаллизацией. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, р. Истья.

Фиг. 294. Органические остатки, замещенные мелкими кристаллами кальцита. В центре фотографии — остаток гастроподовой раковины, стенки и внутренние полости которой выполнены мелкокристаллическим кальцитом, причем по периферии стенок и в полостях раковины сохранился пелитоморфный карбонат кальция, уцелевший от перекристаллизации. Слева (вверху) наблюдается неопределимый органический остаток, центральная часть которого замещена мелкими прозрачными кальцитовыми кристаллами, а по периферии сохранился микрозернистый кальцит. Ниже виден членик криноидеи, замещенный одним прозрачным кристаллом; первоначальная структура криноидеи отсутствует. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верейский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 295. Микрозернистый известняк с раковинным шламом, сравнительно слабо затронутый перекристаллизацией. Перекристаллизованные участки имеют неправильную форму и образованы тонкозернистым кальцитом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 296. Слабо перекристаллизованный мелкодетритовый известняк. Перекристаллизация протекала главным образом по цементу, причем характеризовалась небольшим ростом кристаллов (тонкозернистый кальцит). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Касимовские отложения, г. Москва.

Фиг. 297. Сильно перекристаллизованный полидетритово-фораминиферовый известняк. Тонко- и мелкокристаллический кальцит развивался главным образом по цементу, а относительно крупные кристаллы (*а*) замещали остатки иглокожих. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Арчединский район.

Таблица LI

Фиг. 298. Сильно перекристаллизованный мелкодетритовый известняк. Бóльшая часть цемента представлена мелко- и тонкозернистым кальцитом, в котором сохранились лишь небольшие и неясные остатки микрозернистого карбоната кальция (первичный цемент). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Арчединский район.

Фиг. 299. Несортированный полидетритовый известняк, в котором часть микрозернистого цемента замещена относительно крупными кальцитовыми кристаллами (светлые участки); последние сосредоточены преимущественно вблизи крупных органических остатков. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верейский горизонт, р. Осетр.

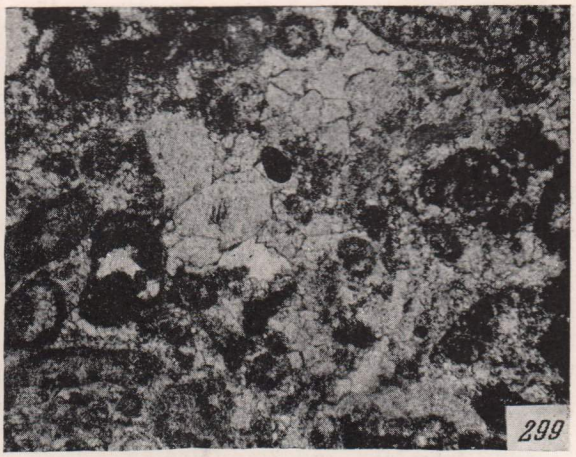
Фиг. 300. Неравномерно перекристаллизованный крупнодетритовый органогенный известняк. Видны мелкие и крупные прозрачные кальцитовые кристаллы, между которыми сохранились неправильные участки первичного микрозернистого карбоната кальция (темные). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, р. Осетр.

Фиг. 301. Контакт микрозернистого и крупнодетритового известняка. Хорошо видно, что первый не перекристаллизован, тогда как во втором цемент образован крупными прозрачными кальцитовыми кристаллами. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

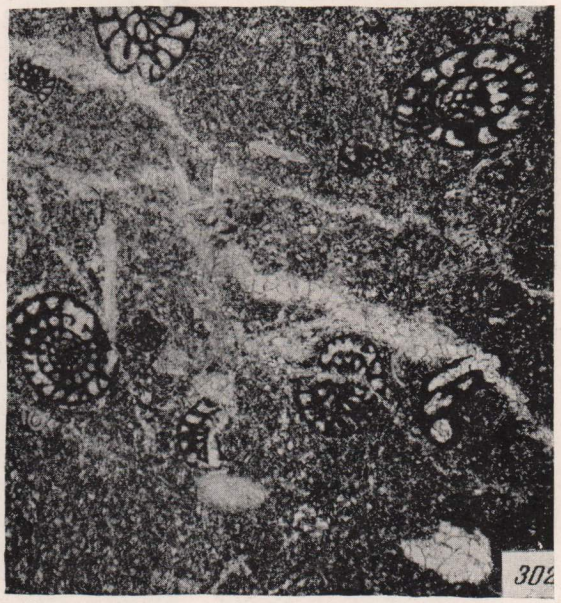
Фиг. 302. Известняк тонкозернистый с фораминиферами и мелким детритом, пронизанный неправильными прожилками из мелких кальцитовых кристаллов. Видно, как эти прожилки пересекают раковинки. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Арчединский район.

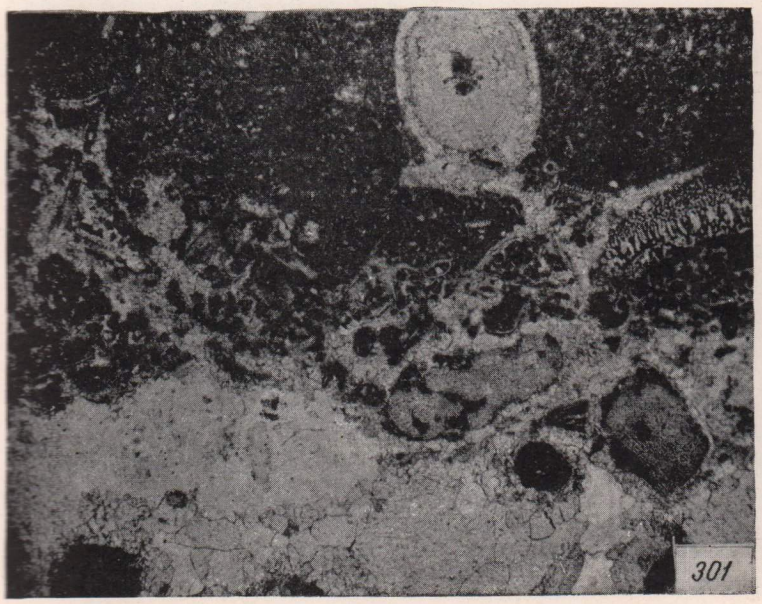
Фиг. 303. Тонкозернистый шламовый известняк с неправильными включениями, образованными довольно крупными прозрачными кристаллами кальцита (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Нижний горизонт башкирского яруса, Арчединский район.

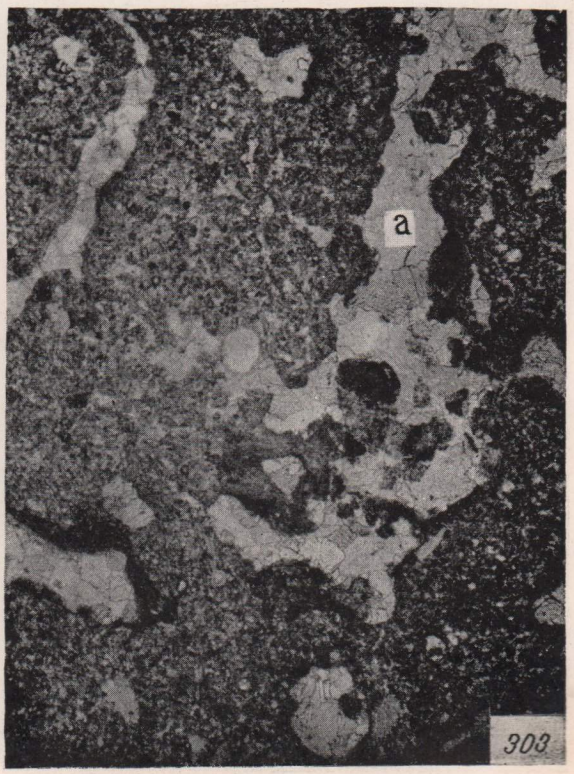

298

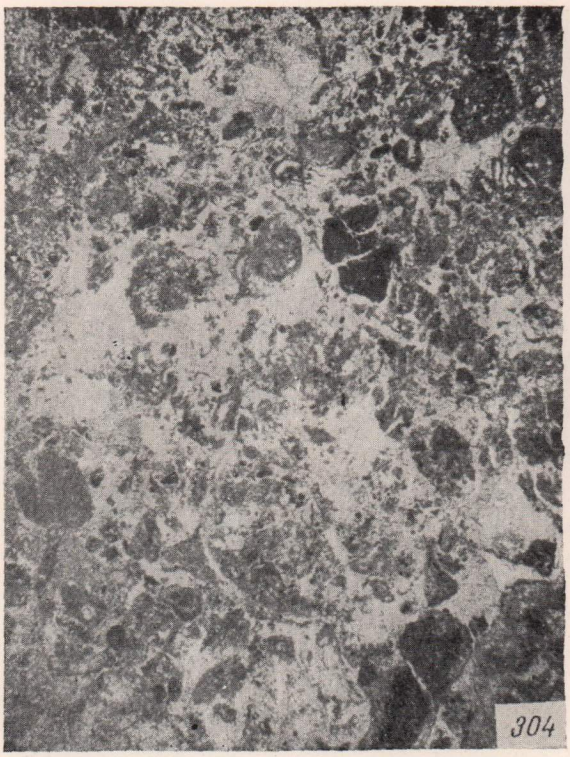

299

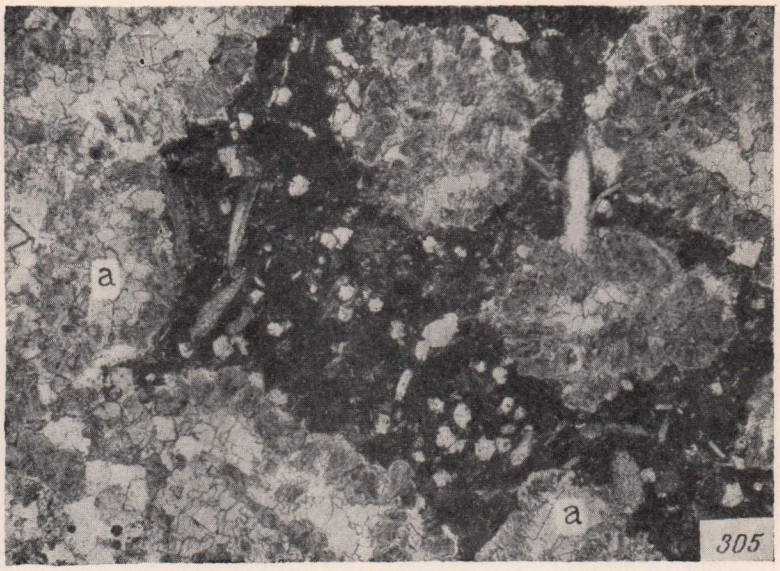

300


302

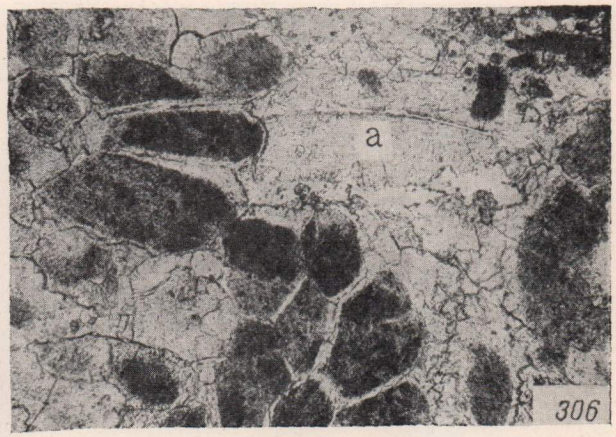

301


a
303

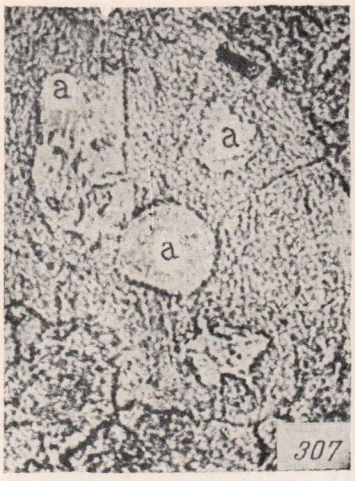

304



305



306



307


308



310



309

Таблица LII

Фиг. 304. Крупнокристаллический известняк, в котором сохранились многочисленные обрывки тонкозернистого доломита и доломитизированные раковины, остатки уцелевшей от перекристаллизации породы. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 305. Розетки из удлиненных кальцитовых кристаллов; внутренние части розеток заполнены крупными прозрачными кристаллами кальцита (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Котлас.

Фиг. 306. Кристалл целестина (*а*) в кальцитовой розетке. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верхний карбон, Красная Поляна.

Фиг. 307. Включения халцедона (*а*) в кальците. Увел. 150, николь 1. Верхний карбон, Красная Поляна.

Фиг. 308. То же, николи +.

Фиг. 309. Перекристаллизованный песчаный известняк с зернами гидроокислов железа (*а*) и округленными зернами кальцита (*б*), в которых сохранились жилки, характерные для косточек рыб. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Башкирский ярус, Прудовск.

Фиг. 310. Перекристаллизованный песчаный известняк с косточками рыб (*а*), иногда нацело кальцитизированными (*б*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Башкирский ярус, Прудовск.

Таблица LIII

Фиг. 311. Микрокристаллическая кварцево-халцедоновая порода (*а*) с остатками микрозернистого (неокремненного) известняка (*б*). Шлиф. Увел. 20, николи +. Верхний карбон, Самарская Лука.

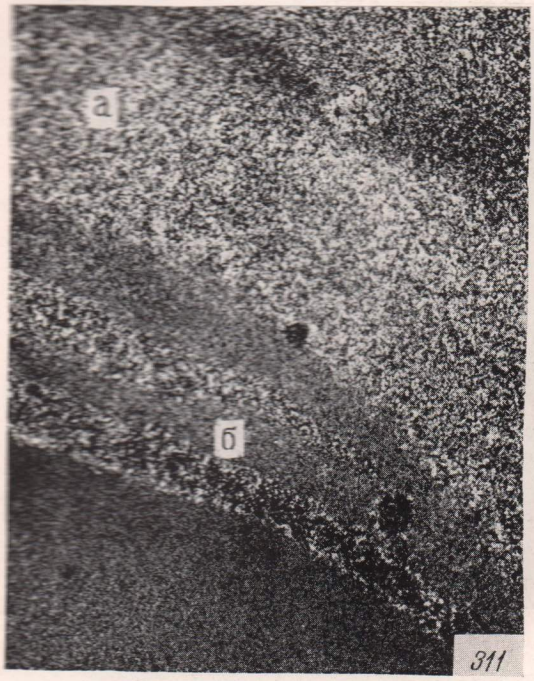
Фиг. 312. Криптокристаллическая кварцево-халцедоновая порода (конкреция) с органическими остатками, замещенными более крупными кристаллами кварца и халцедона. Шлиф. Увел. 20, николи +. Гжельский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 313. Крипто- и микрокристаллическая кварцево-халцедоновая порода с хорошо сохранившейся органогенной структурой; попадаются единичные неокремнелые раковины. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 314. Криптокристаллическая кварцево-халцедоновая порода с хорошо сохранившимися ходами червей, заполненными более крупными кристаллами кварца и халцедона. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Башкирия.

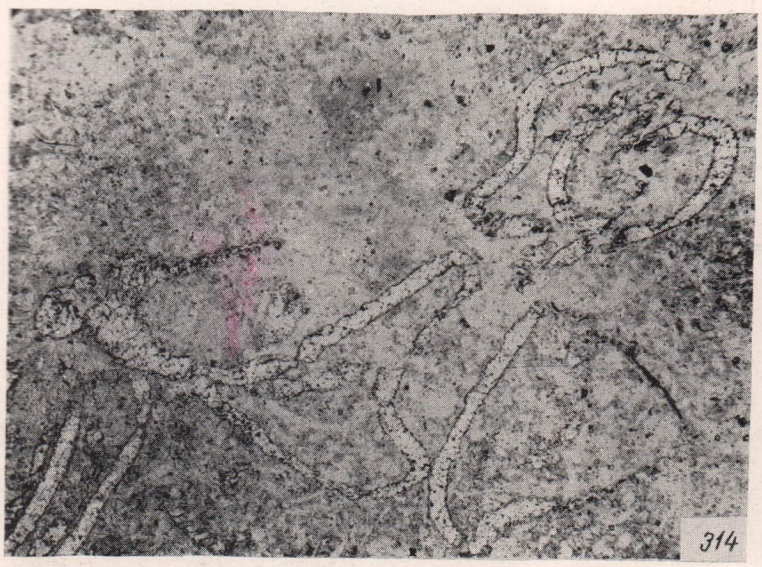
Фиг. 315. То же, николи +.

Фиг. 316. Остатки доломитовых кристаллов в кремнистой породе (конкреция); кристаллы с поверхности корродированы, как бы разъедены кремнеземом. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Средний карбон, Башкирия.



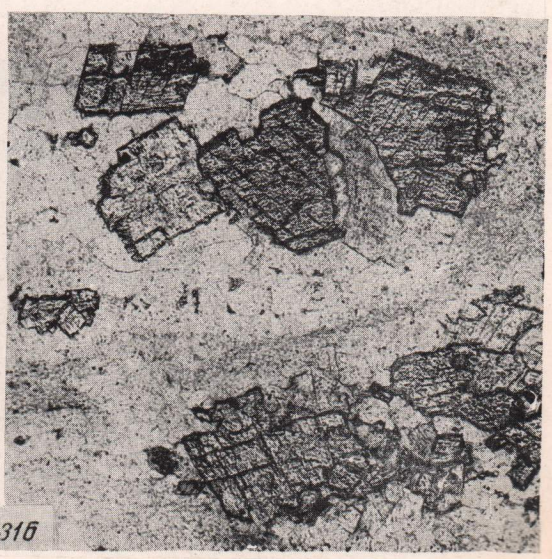
311


312

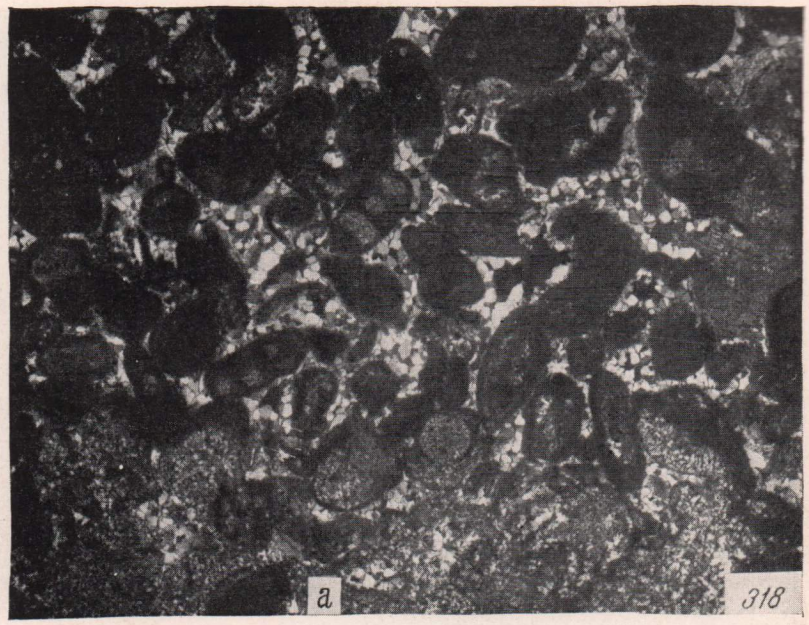

314

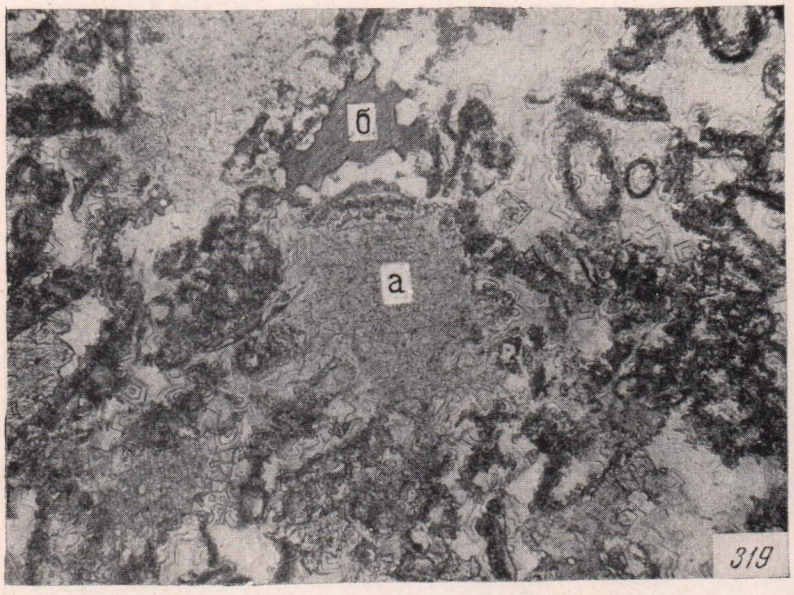

313


315

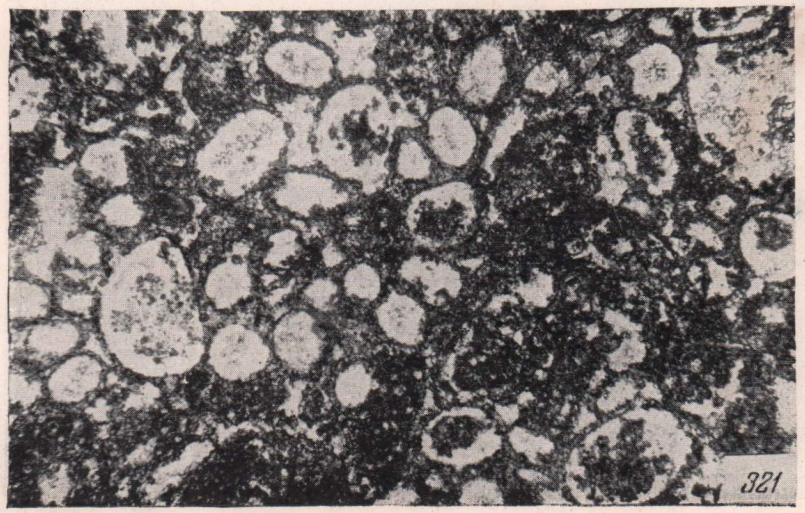

316


в
б
а
317


а
318


б
а
319


320


321

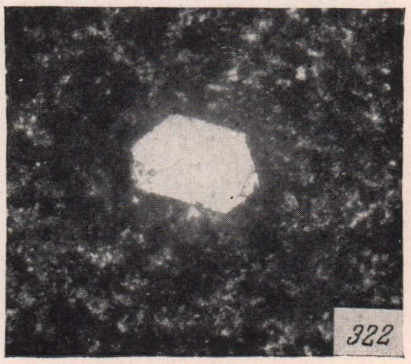

322

Таблица LIV

Фиг. 317. Концентрическое строение конкреции, обусловленное соответствующим распределением кремнезема и остаточного карбоната; *а* — криптокристаллическая кварцево-халцедоновая масса с гидроокислами железа, почти без карбонатного материала; *б* — органогенный известняк, в котором промежутки между органогенными фрагментами выполнены тонкозернистым кварцем и халцедоном; *в* — тонкозернистая кварцево-халцедоновая масса с органическими остатками. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Подольский горизонт, Касимовский район.

Фиг. 318. Органогенно-обломочный известняк с цементом, полностью замещенным тонкозернистым кварцем. Участками (*а*) и цемент и частично органические остатки замещены криптокристаллической кварцево-халцедоновой массой. Шлиф. Увел. 20, николи +. Подольский горизонт, Любимовская скважина.

Фиг. 319. Окремнелый органогенно-обломочный известняк. Основная масса породы образована тонкозернистым кварцем с концентрически-зонарной структурой. В кремнистой массе сохранились кальцитовые органические остатки, обычно с неправильными, изъеденными контурами вследствие внедрения в них кварцевых кристаллов; *а* — остаток криноидеи; *б* — остаток брахиоподовой раковины. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Средний карбон, Башкирия.

Фиг. 320. Неравномерно окремнелый мелкокомковатый известняк. В средней части фотографии видно, что многие комочки вследствие окремнения либо исчезли, либо приобрели неясные контуры. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, р. Проня.

Фиг. 321. Доломит мелкокомковатый; большинство комочков замещено тонкозернистым халцедоном (светлые участки). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 322. Идиоморфный кристалл кварца в известняке. Шлиф. Увел. 150, николь 1. Средний карбон, Башкирия.

Таблица LV

Фиг. 323. Сферолиты халцедона в крупнокристаллическом известняке (кальцитизированный доломит). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

Фиг. 324. Зерно кварца с трещинками, заполненными кальцитом в крупнокристаллическом вторичном известняке (раздоломиченная порода). Шлиф. Увел. 150, николь 1. Верхний карбон, Самарская Лука.

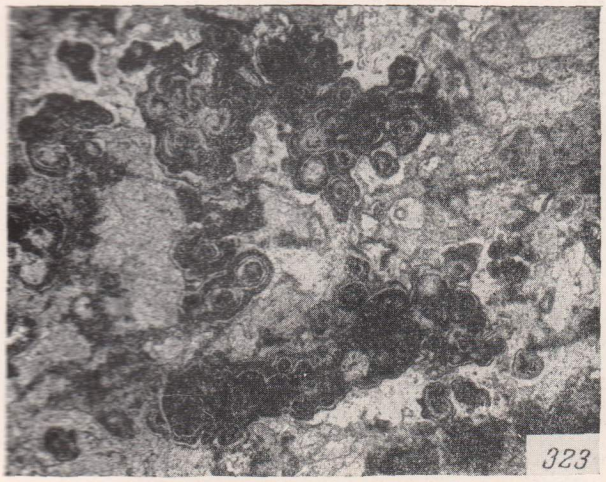
Фиг. 325. Жеода кварца в криптокристаллическом окремнелом известняке. Стенки жеоды инкрустированы радиально-лучистым халцедоном, внутренняя полость заполнена крупнокристаллическим кварцем. Шлиф. Увел. 45, николи +. Подольский горизонт, Красная Поляна.

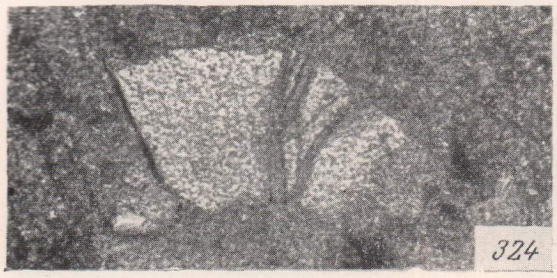
Фиг. 326. Доломит микрозернистый с тонкой трещинкой, заполненной гипсом. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 327. Тонкозернистый доломит с неправильными гипсовыми прожилками. Шлиф. Увел. 20, николи +. Подольский горизонт, Красная Поляна.

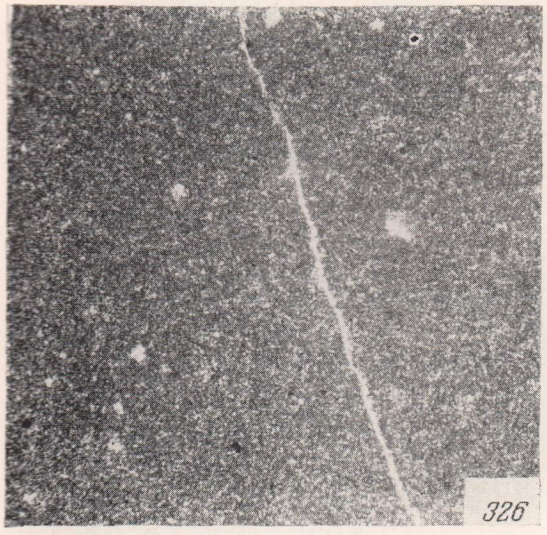
Фиг. 328. Доломит тонкозернистый с густой сетью тонких гипсовых прожилок (светлые). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Красная Поляна.

Фиг. 329. Доломит тонкозернистый, сильно и неравномерно загипсованный, с гипсовыми прожилками, в пределах которых доломитовые ромбоэдры лишь редко рассеяны. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Любимов.

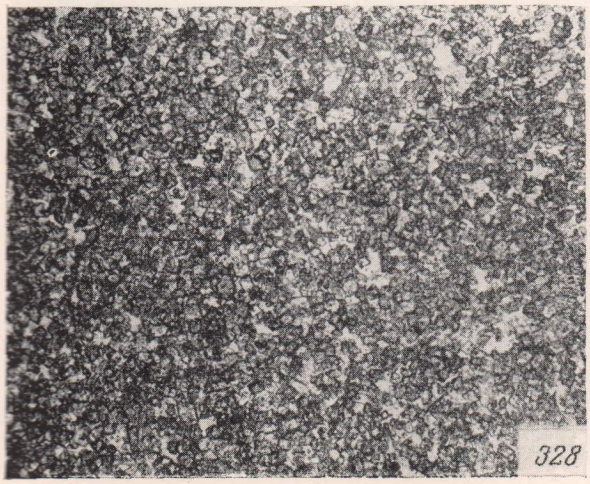

323

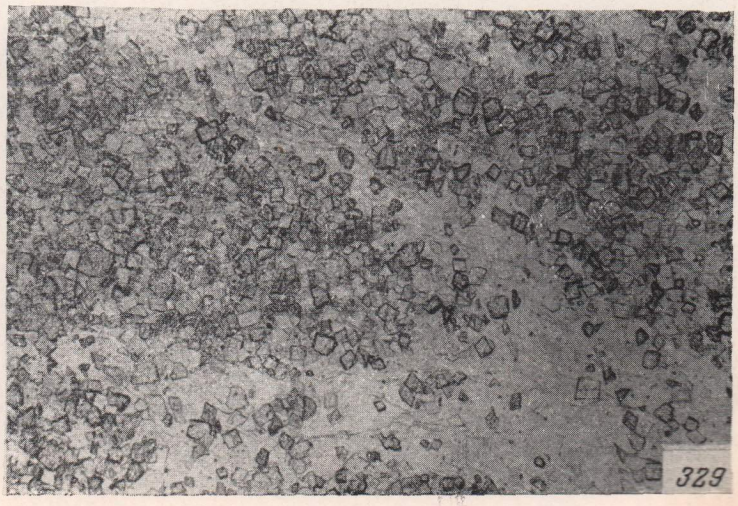

324

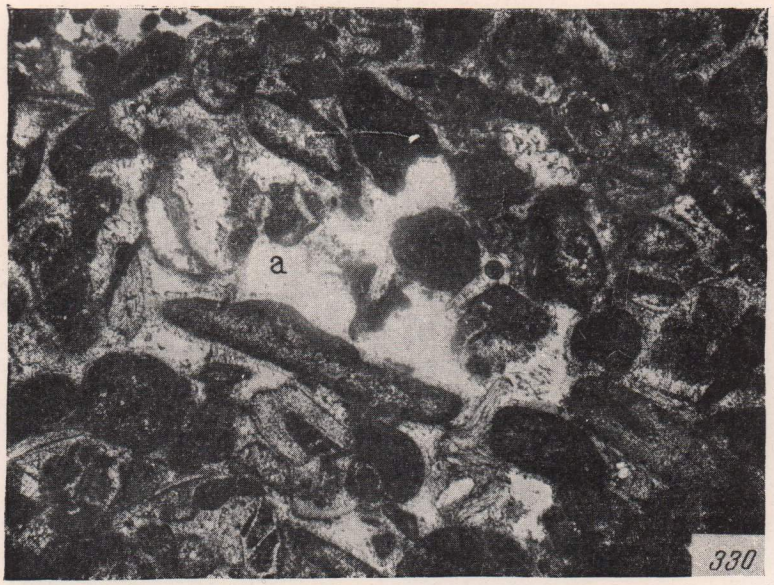

325


326

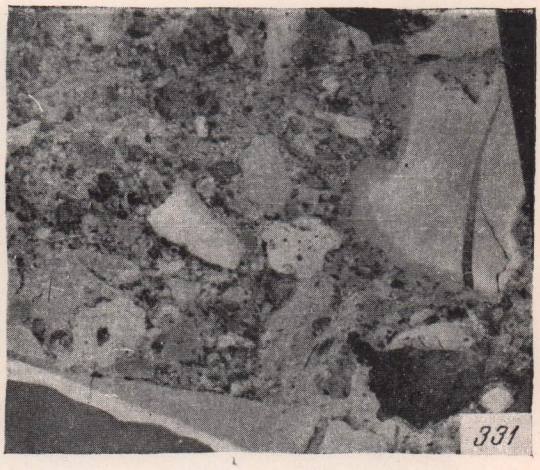

327


328


329



330


331



332


333


335

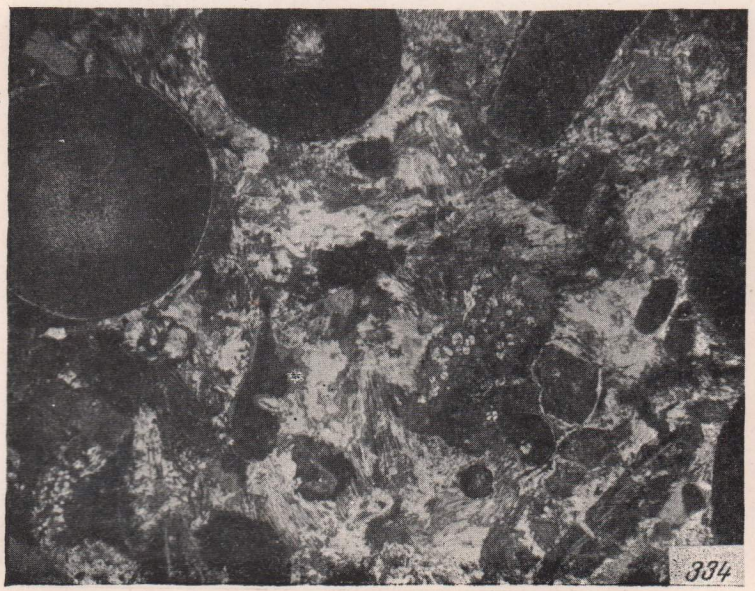

334

Таблица LVI

Фиг. 330. Органогенно-детритовый известняк; некоторые промежутки между детритом выполнены гипсом (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Архангельская область.

Фиг. 331. Известняковая брекчия с неправильными гипсовыми включениями и трещинками, выполненными гипсом; последние местами пересекают известняковые обломки. Пришлифовка. Нат. вел. Касимовский ярус, г. Судогда.

Фиг. 332. Афанитовый известняк, переходящий кверху в брекчию растрескивания. Порода пронизана многочисленными горизонтальными и вертикальными трещинками, заполненными гипсом. Последние в нижней части слоя так обильны, что придают породе брекчиевидный облик (*а*). Справа видна тонкая трещинка с гипсом, пересекающая несколько тонких прослоев разного петрографического состава. Пришлифовка. Средний карбон, г. Солигалич.

Фиг. 333. Гипсовый участок в органогенно-обломочном известняке. Гипс замещает брахиоподовую раковину и пересекает ее. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Верхний карбон, скважина в Лысково.

Фиг. 334. Сильно загипсованный криноидный известняк. Гипс развивался главным образом по цементу, почти полностью заместив его, но частично замещал и органические остатки, от которых местами сохранились лишь обрывки. Шлиф. Увел. 10, николи +. Касимовский ярус, Красная Поляна.

Фиг. 335. Неравномерно загипсованный органогенный доломит. Светлые участки — гипс с остатками органогенной структуры, темные — пористый доломит. Шлиф. Увел. 10, николи +. Верхний карбон, Архангельская область.

Таблица LVII

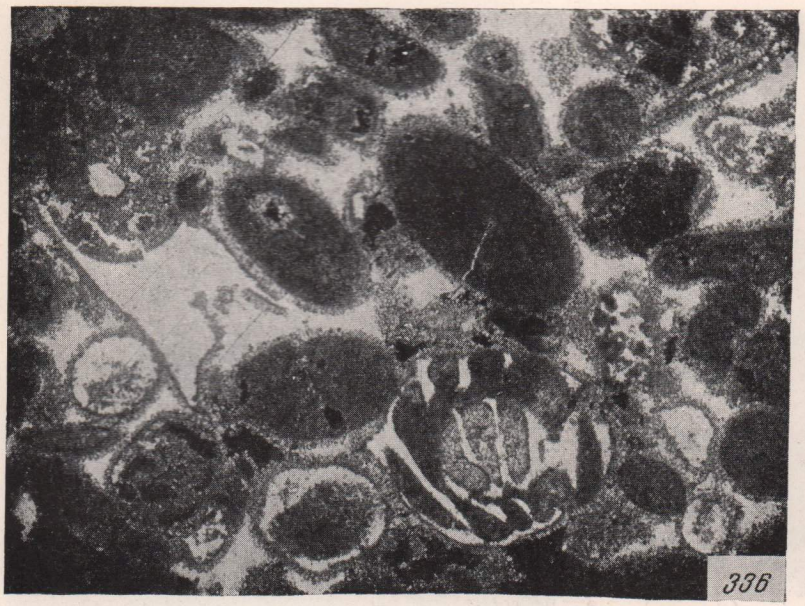
Фиг. 336. Загипсованный доломитовый известняк с обломочной структурой. Гипс замещает цемент, некоторые обломки и раковины. Отчетливо видны хорошо сохранившиеся крустификационные доломитовые корочки на обломках. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, г. Судогда.

Фиг. 337. Сильно загипсованный доломитовый известняк. Гипс почти целиком замещает цемент. Шлиф. Увел. 45, николи +. Верхний карбон, Архангельская область.

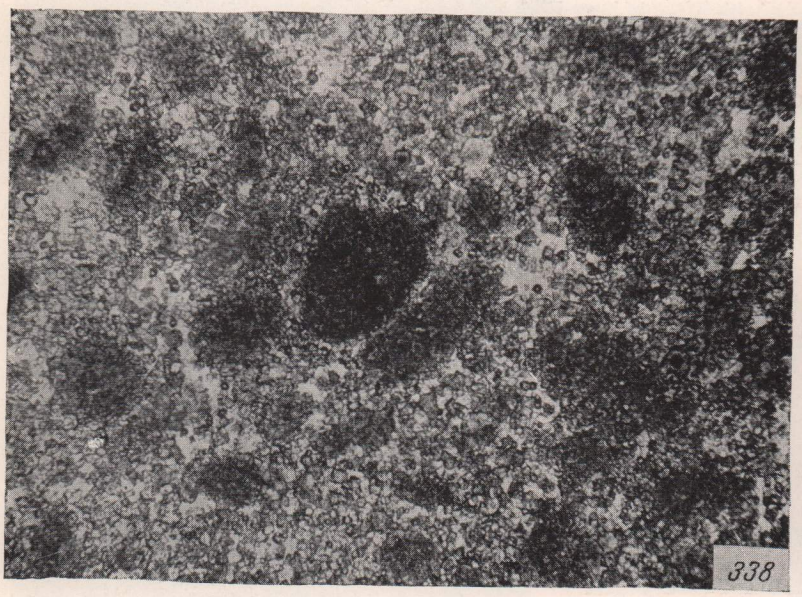
Фиг. 338. Тонкое прорастание гипсом цемента в доломите с органогенной структурой. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, г. Солигалич.

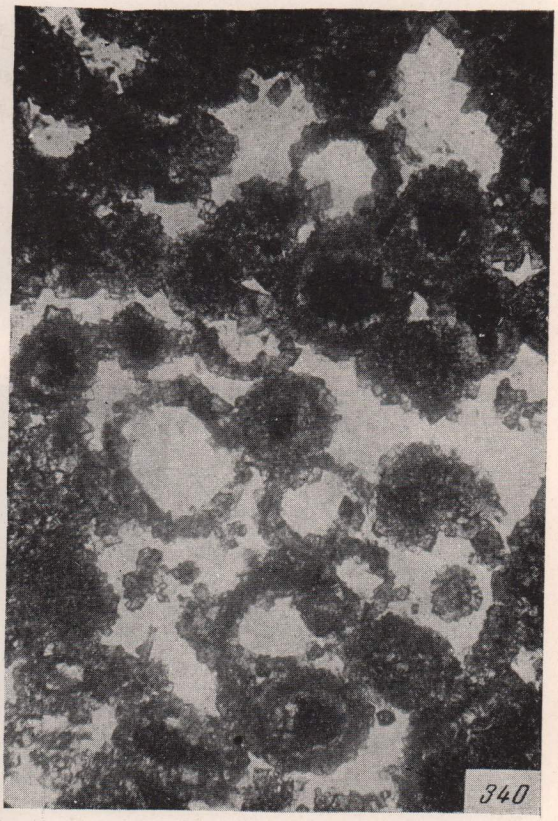
Фиг. 339. Мелкокомковатый доломит с цементом, полностью замещенным гипсом (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Каширский горизонт, г. Солигалич.

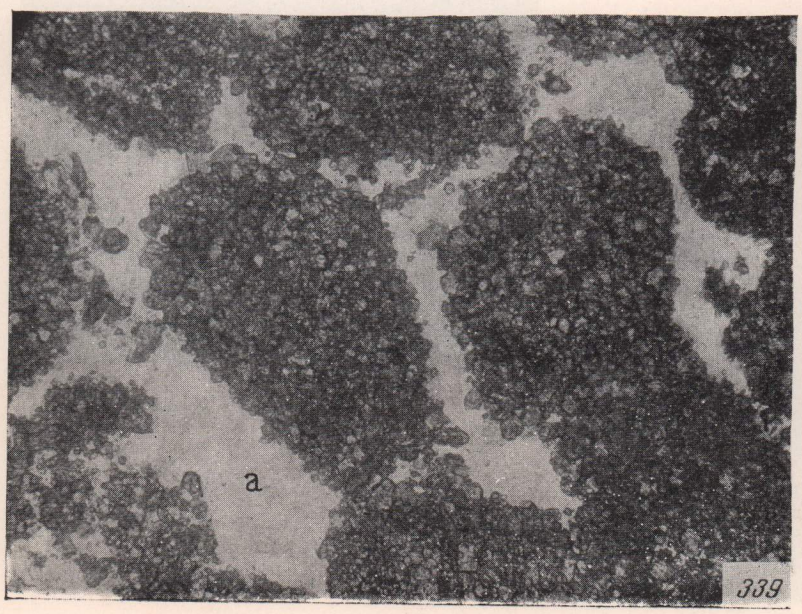
Фиг. 340. Сильно загипсованный мелкокомковатый доломит. Гипс (светлое) заместил и цемент и многие комочки, следы которых сохранились лишь в виде периферических оболочек. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Касимовский ярус, г. Судогда.


336

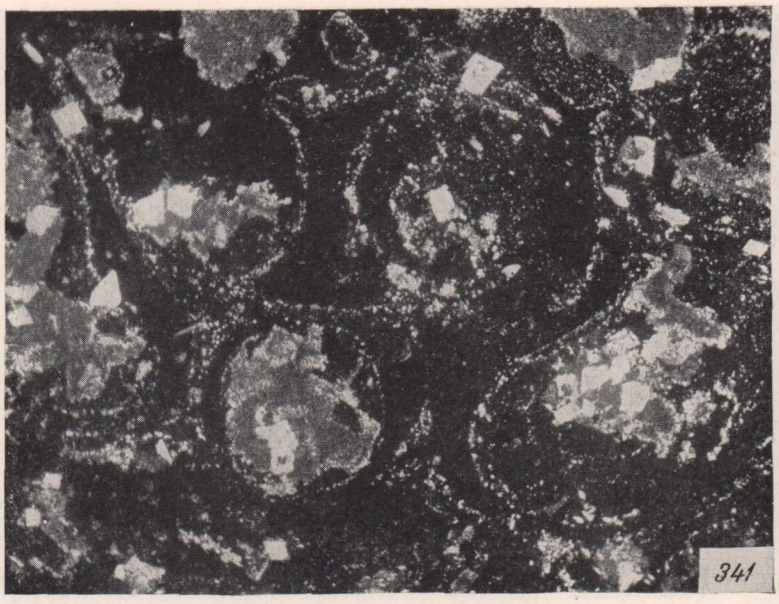

337

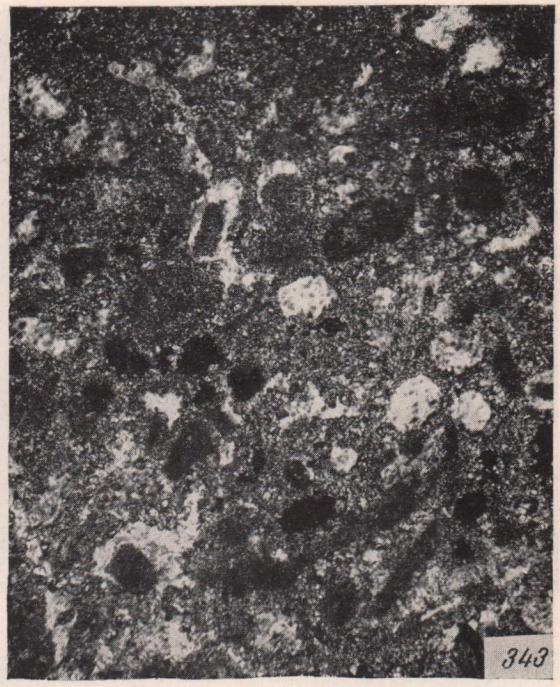

338

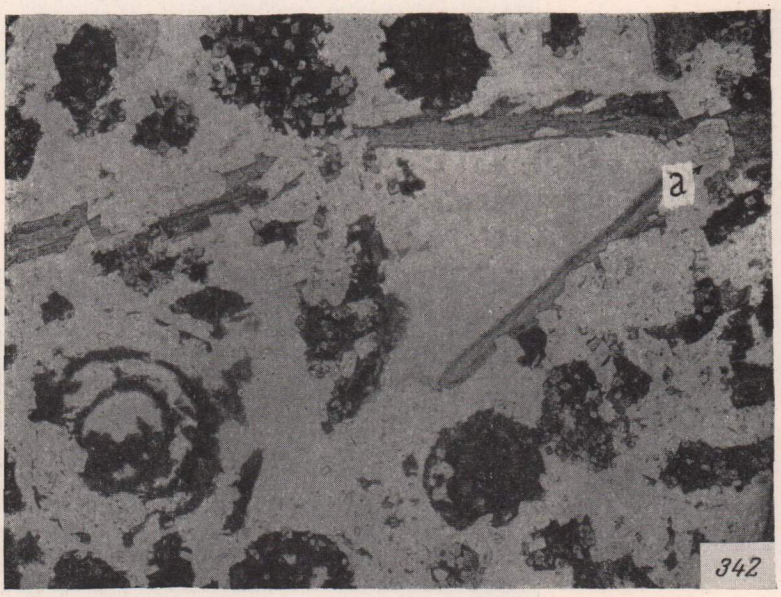

340



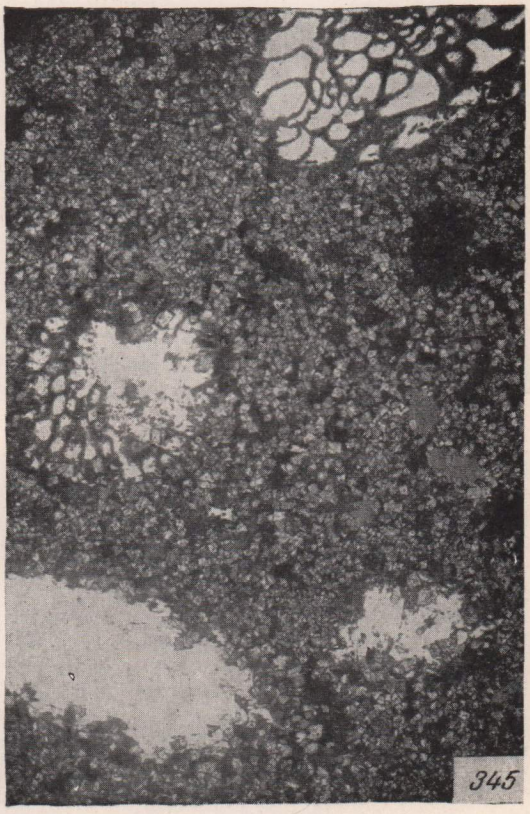
339


341


343



342


345


344

Таблица LVIII

Фиг. 341. Крупный кристалл гипса (темный фон), в котором заключены остатки микрозернистого кальцита и тонкозернистого доломита (ромбоэдры). Отчетливо видны контуры исчезнувших раковин, очерченных тонкой кальцитовой пылью. Характерно, что раковины не деформированы. Шлиф. Увел. 45, николи +. Подольский горизонт, Любимов.

Фиг. 342. Крупный кристалл гипса (основной светлый фон) с расеянными в нем обрывками раковин, сильно разрушенных вследствие частичного замещения гипсом, но не деформированных. В гипсе попадаются мелкие зернышки ангидрита (*а*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, Любимов.

Фиг. 343. Мелкокомковатый загипсованный известняк. Гипс развивался как по цементу, так и по комочкам, причем все загипсованные участки соединены сетью тонких гипсовых прожилок. Шлиф. Увел. 20, николи +. Подольский горизонт, г. Судогда.

Фиг. 344. Доломит с остатками раковин фузулинид, заполненных гипсом. Шлиф. Увел. 20, николи +. Касимовский ярус, г. Судогда.

Фиг. 345. Доломит с остатками фузулинидовых раковин, к которым приурочен гипс (светлое). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, г. Порецк.

Таблица LIX

Фиг. 346. Кристаллы доломита (*а*), частично замещенные гипсом (*б*). Шлиф. Увел. 150, николь 1. Гжельские отложения, р. Судогда.

Фиг. 347. То же, но николи +.

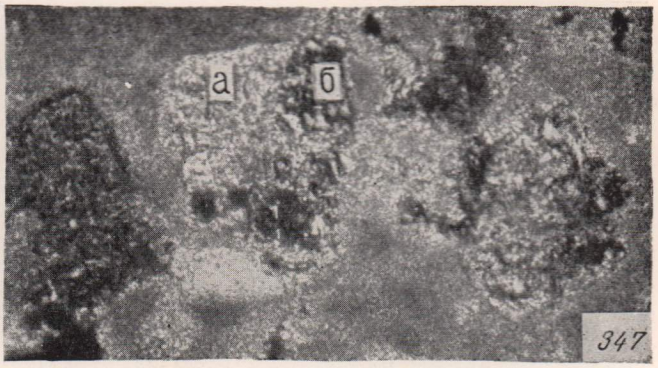
Фиг. 348. Прожилка в водорослевом доломитовом известняке, частично образованная крупнокристаллическим кальцитом (*а*), а частично гипсом (*б*). Местами в прожилке сохранились остатки водорослей (*в*), которые отделены от основной массы породы гипсом. Шлиф. Увел. 45, николи +. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 349. Органогенно-обломочный известняк с цементом, образованным крупнокристаллическим кальцитом; местами наблюдаются загипсованные участки (*а*). Шлиф. Увел. 45, николи +. Каширский горизонт, г. Солигалич.

Фиг. 350. Органогенно-обломочный известняк, участками с крупнокристаллическим кальцитовым цементом (*а*), а участками с гипсовым (*б*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верейский горизонт, р. Кельтма.

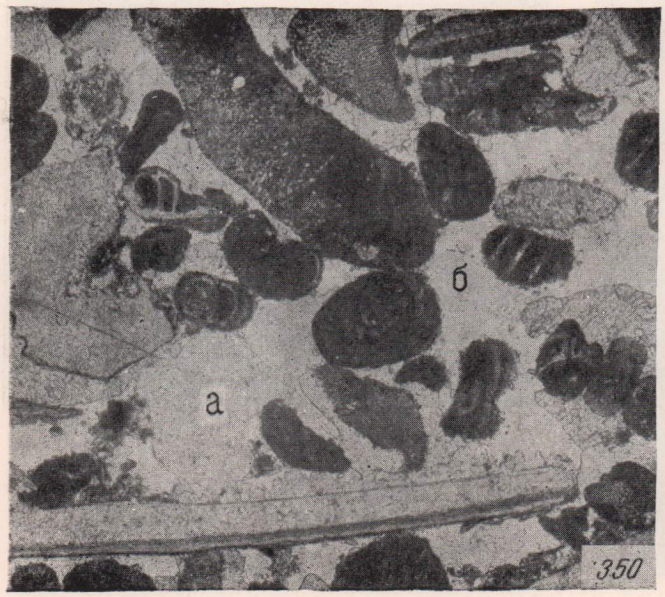
Фиг. 351. То же, но николи +.

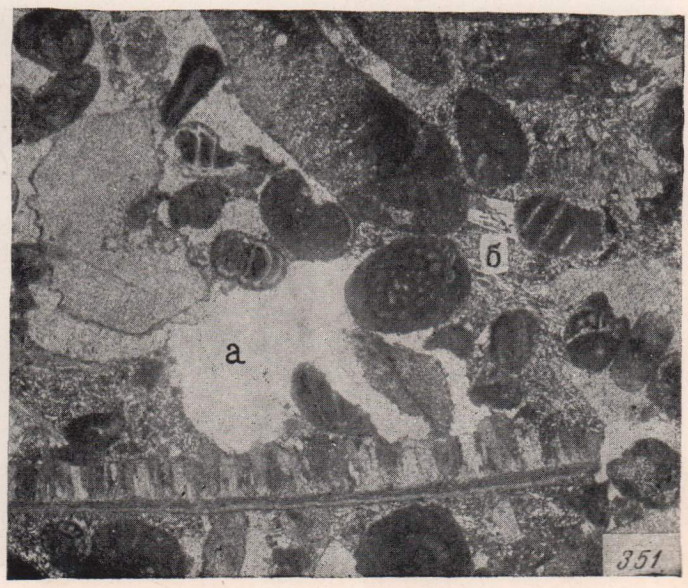

а
б
346

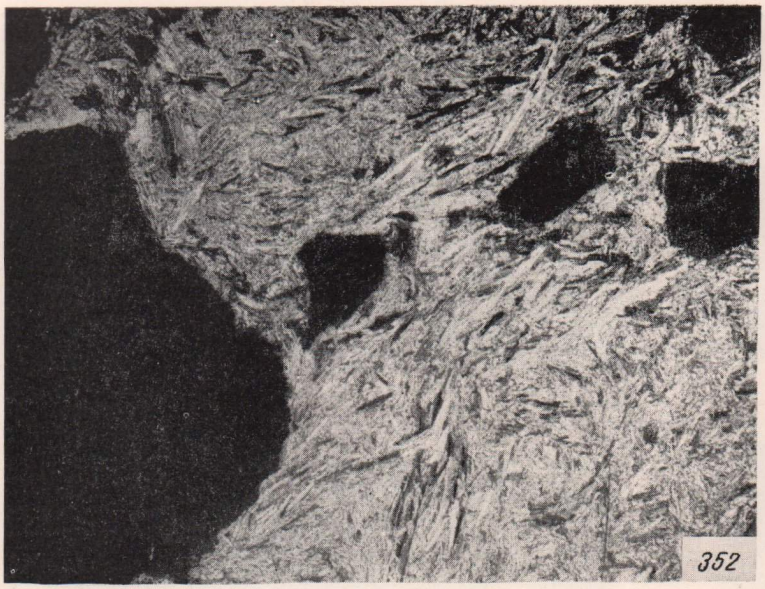

а
б
347


а
б
в
348


а
349


б
а
350


б
а
351


352


353


354


356

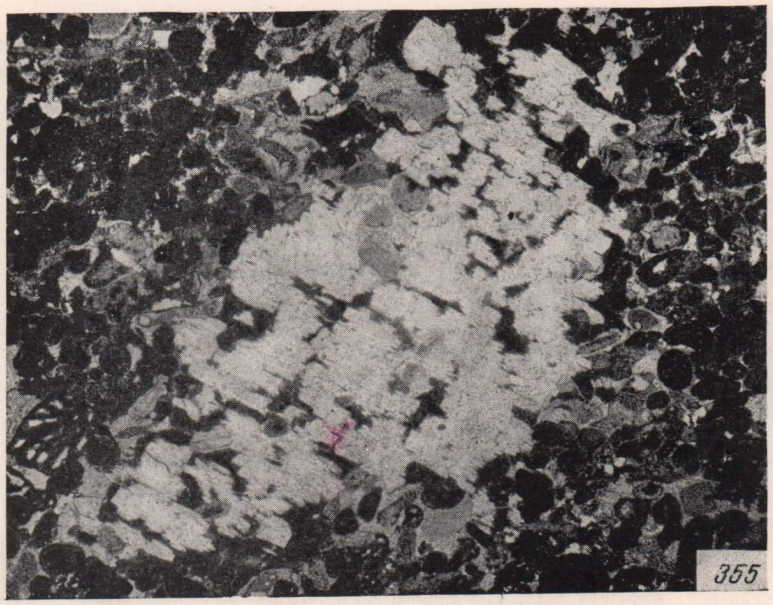

355

Таблица LX

Фиг. 352. Ангидрит с остатками микрозернистого доломита, контуры которых очень резкие. Шлиф. Увел. 20, николи +. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 353. Ангидрит с расплывчатыми участками тонкозернистого доломита. Шлиф. Увел. 45, николи +. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 354. Включение ангидрита в мелкозернистом доломите. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 355. Неправильное включение ангидрита в мелкокомковатом известняке. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 356. Включение ангидрита (светлый) в органогенно-детритовом известняке. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Таблица LXI

Фиг. 357. Водорослевый известняк с включениями ангидрита, которые обычно приурочены к трубкам водорослей. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 358. Неправильные включения ангидрита в микрозернистом доломите, соединенные одно с другим тончайшими прожилочками. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Каширский горизонт, ст. Шарья.

Фиг. 359. Ангидрит (*а*), заместивший остаток коралла и по периферии перешедший в гипс (*б*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Котлас.

Фиг. 360. То же, но николи +.

Фиг. 361. Неправильное включение ангидрита в тонкозернистом доломите, перешедшее по периферии в гипс. Шлиф. Увел. 45, николи +. Мячковский горизонт, Красная Поляна.


357


358



359


361

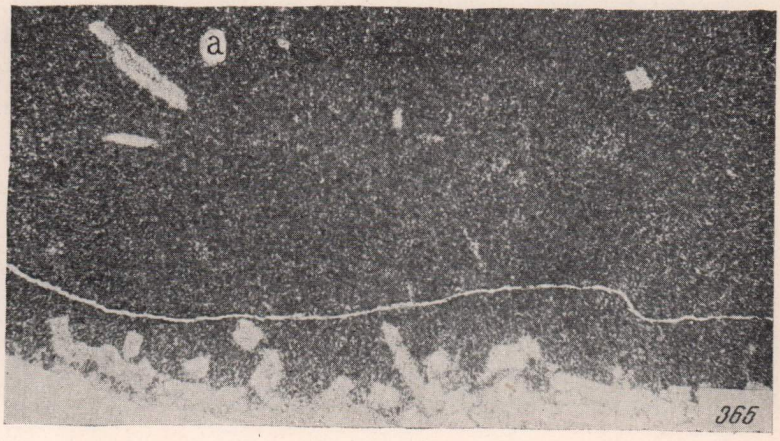

360


362


363



364



365



366


367

Таблица LXII

Фиг. 362. Целестин, приуроченный к фораминиферовой раковине. Целестин выполняет камеры в раковине, местами замещая при этом и ее стенки, а также распространяется частично за ее пределы. Такое расположение целестиновых кристаллов сходно с расположением крупнокристаллического кальцита в некоторых органогенных известняках. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 363. Неправильные мелкие включения целестина в тонкозернистом доломите. В нижнем включении в целестине присутствует FeS_2 (темные пятнышки). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 364. Сильно загипсованный органогенно-детритовый известняк. В гипсе (светлое поле) включения целестина неправильной формы (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Архангельская область.

Фиг. 365. Целестин в тонкозернистом доломите. Кристаллы целестина иногда редко рассеяны (*а*), а иногда образуют скопления (внизу). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верхний карбон, Ульяновск.

Фиг. 366. Загипсованный органогенно-детритовый известняк с кристаллами целестина (*а*), располагающимися в гипсе. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верхний карбон, Архангельская область.

Фиг. 367. То же, но николи +.

Таблица LXIII

Фиг. 368. Кристаллы целестина в тонкозернистом доломитовом известняке. В одном из кристаллов наблюдается крупная розетка халцедона (*а*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

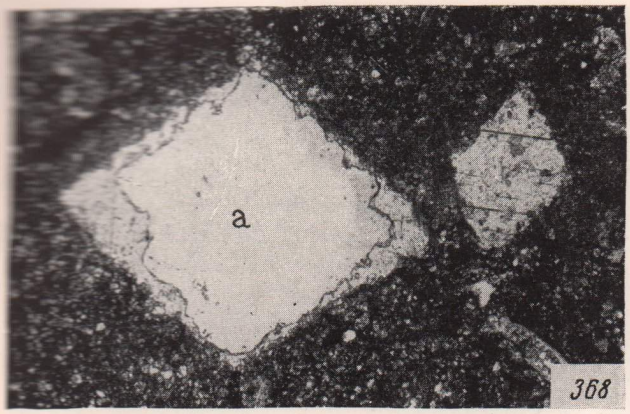
Фиг. 369. Кристаллы целестина с мелкими розетками халцедона. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

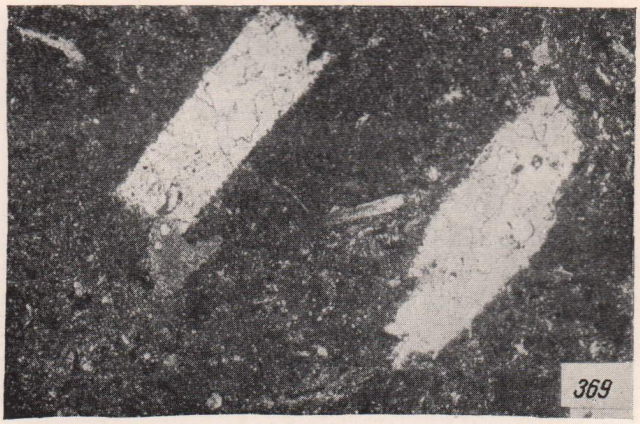
Фиг. 370. Розетки халцедона (*а*) в тонкозернистом доломите. Между розетками видны кристаллы ангидрита (*б*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

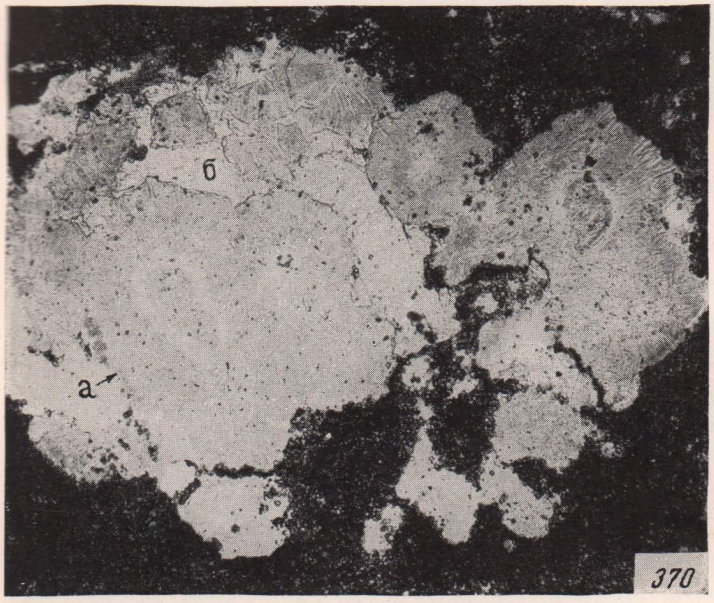
Фиг. 371. Включения ангидрита (*а*) в тонкозернистом доломите (*в*). Как в том, так и в другом наблюдаются розетки халцедона (*б*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

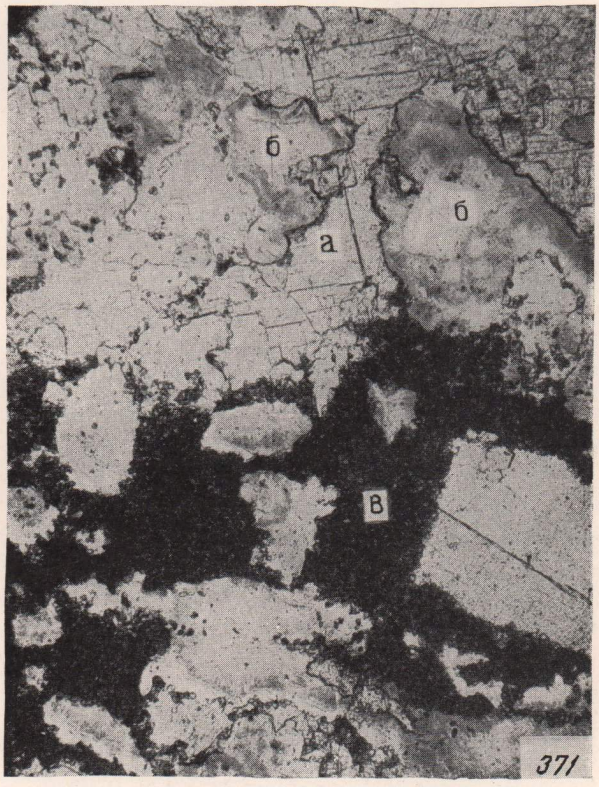
Фиг. 372. Целестин (*а*), выполняющий промежутки между розетками халцедона (*б*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

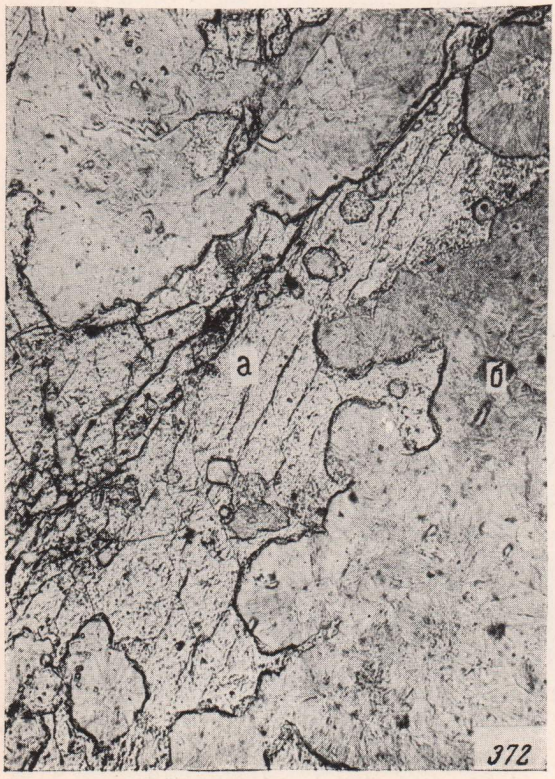
Фиг. 373. Розетки халцедона (*а*) пересекаются трещинками, заполненными ангидритом (*б*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

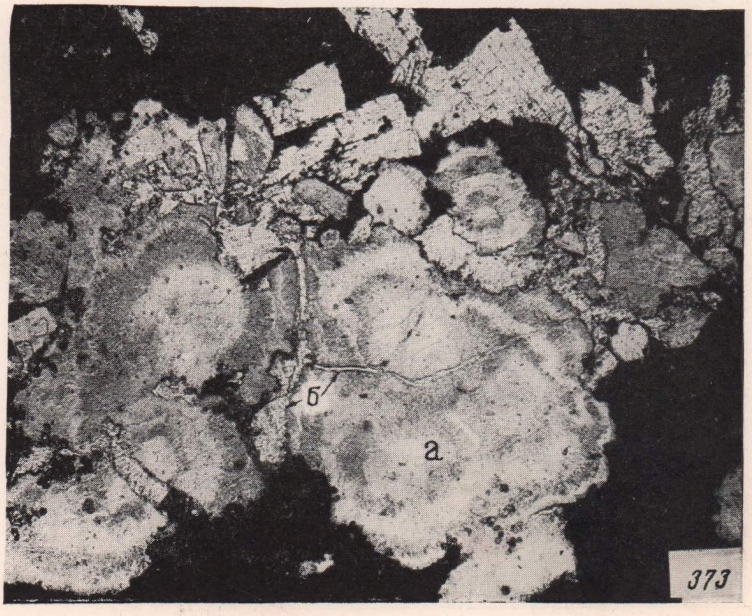

а
368

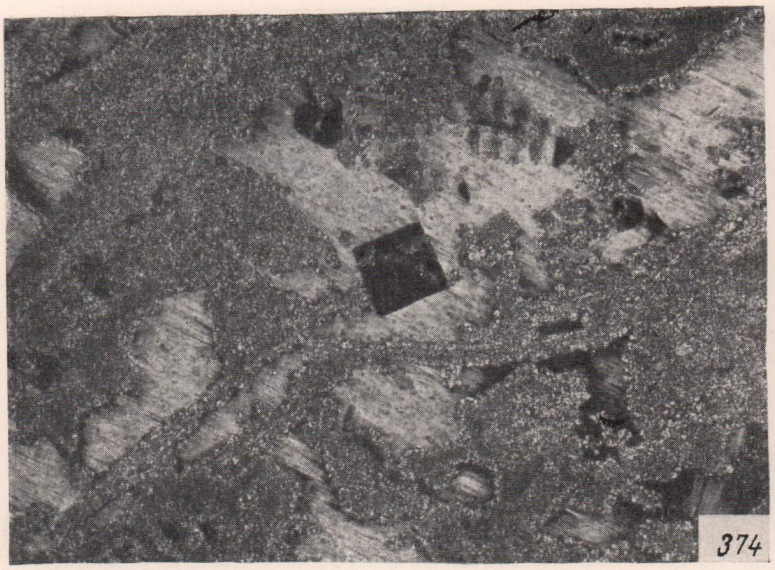

369

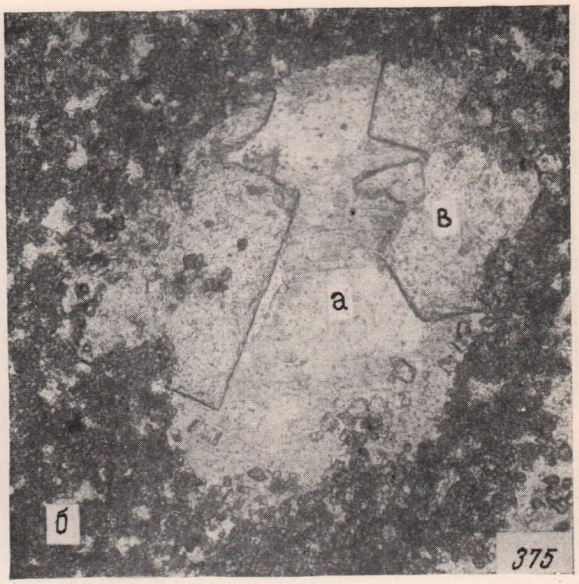

б
а
370


б
б
а
в
371

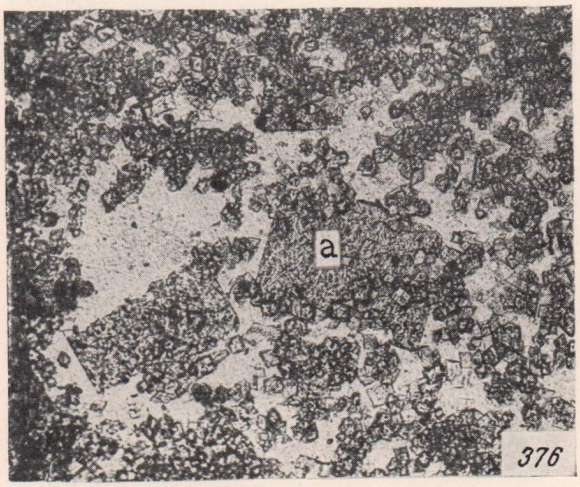

а
б
372


б
а
373

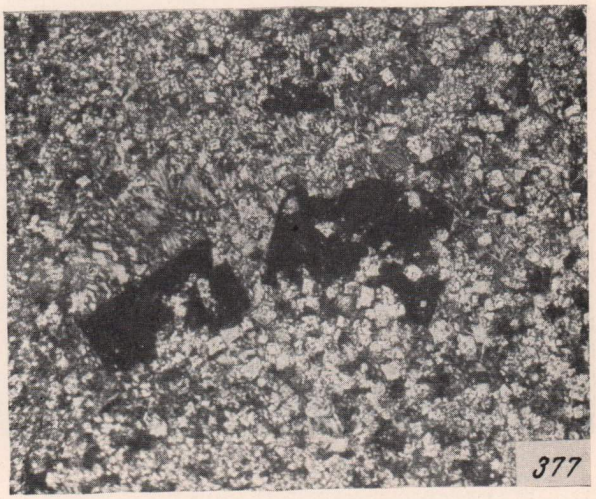

374



375



376


377



378



379

Таблица LXIV

Фиг. 374. Сильно загипсованный доломитизированный известняк. В доломите видны кристаллики флюорита (темные). Шлиф. Увел. 90, николи +. Гжельские отложения, Лысково.

Фиг. 375. Включение гипса (*а*) в тонкозернистом доломите (*б*); в гипсе видны крупные кристаллы флюорита (*в*). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 376. Доломит тонкозернистый, загипсованный, с кристаллами флюорита (*а*). Внутри последних, как и в гипсе, сохранились отдельные доломитовые ромбоэдры. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Мячковский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 377. То же, но николи +.

Фиг. 378. Неправильные, несколько округленные зерна флюорита (*а*) в глинистом доломите. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

Фиг. 379. Флюоритовые кристаллы с зонарным строением. Каждый кристалл состоит из мутного ядра (темное), одной или двух прозрачных оболочек и одной мутной (либо лиловой). Местами кристаллы срастаются, образуя агрегаты с одним темным неправильным ядром и общими оболочками (*а*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

Таблица LXV

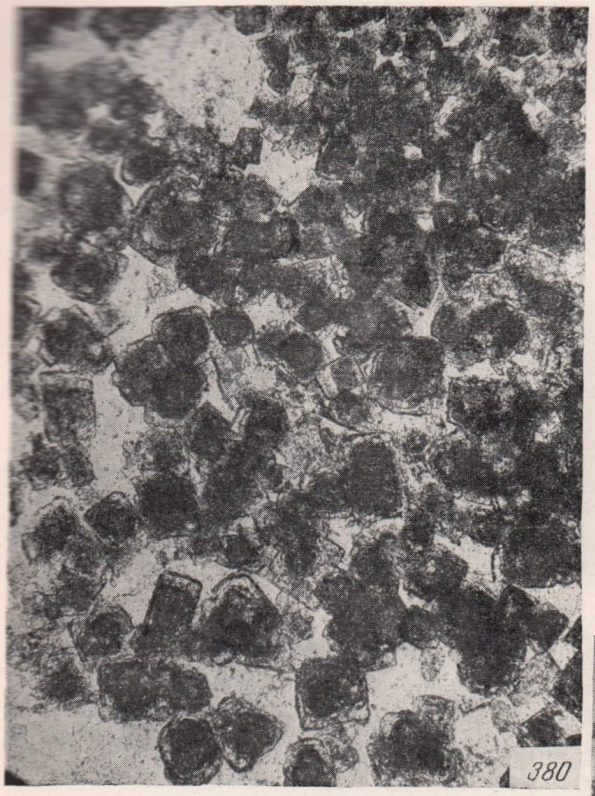
Фиг. 380. Флюорит в виде кристаллов с мутными (темными) ядрами и прозрачными, местами лиловатыми внешними оболочками. Промежутки между флюоритовыми кристаллами выполнены глиной. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

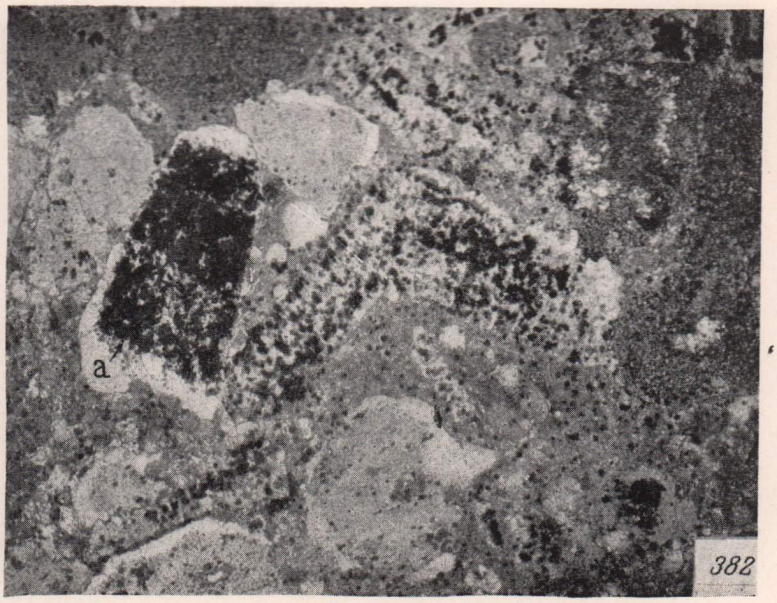
Фиг. 381. То же, но николи +.

Фиг. 382. Неравномерное распределение кристаллов флюорита в криноидном известняке. Часто флюорит приурочен к органическим остаткам (*а*). Шлиф. Увел. 20, николи +. Каширский горизонт, Верхнее Поволжье.

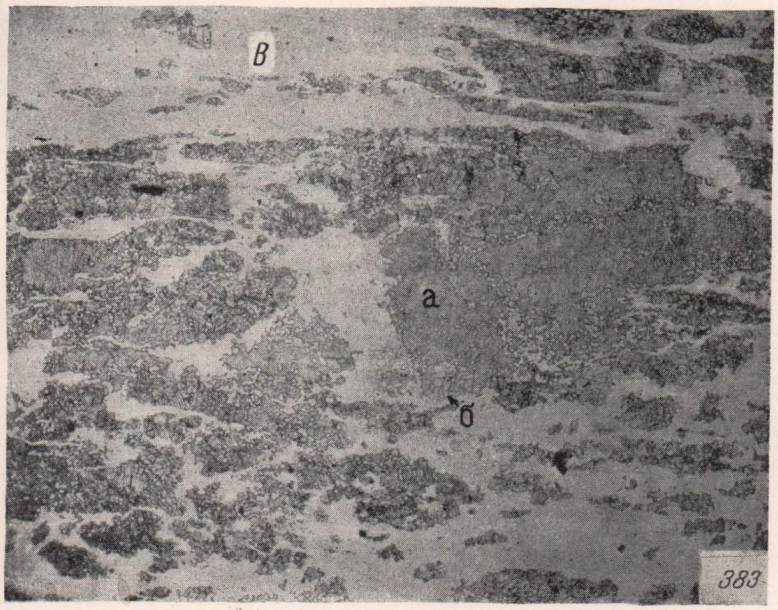
Фиг. 383. Кристаллы флюорита (*а*) и доломита (*б*) в мелкозернистой кварцевой породе (*в*), образующей конкрецию в доломитах. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Башкирия.

Фиг. 384. То же, но николи +.

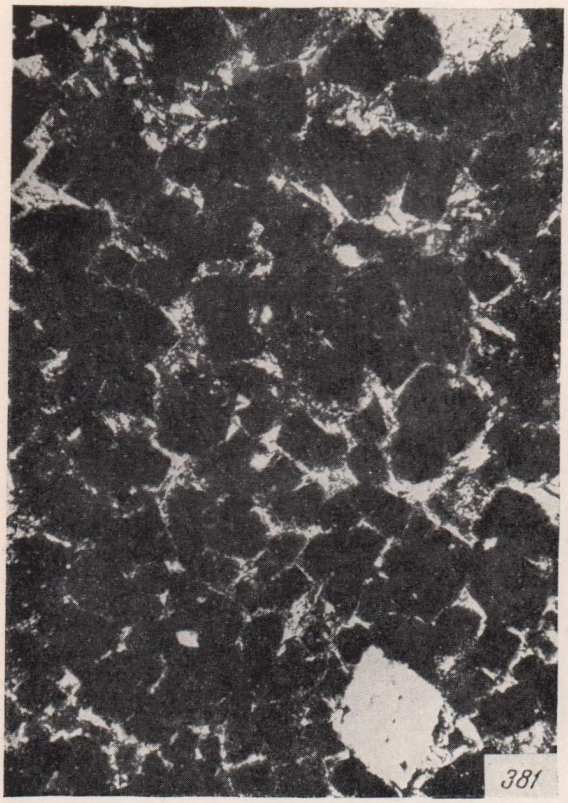

380



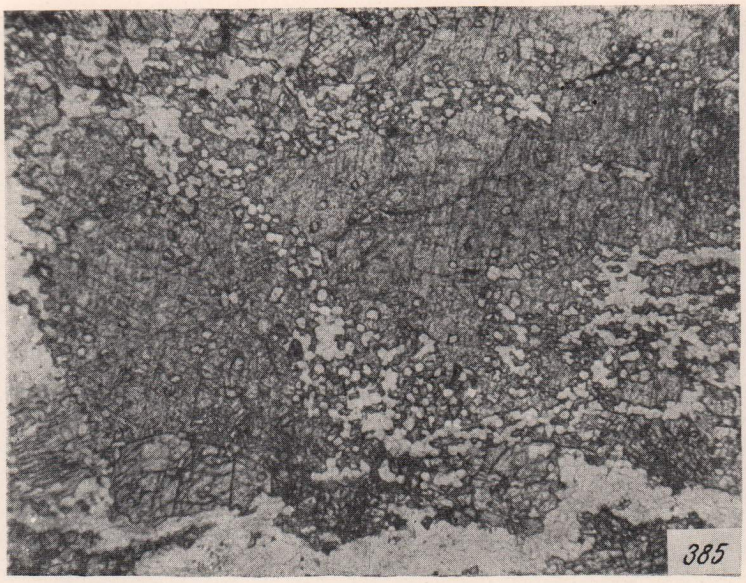
382



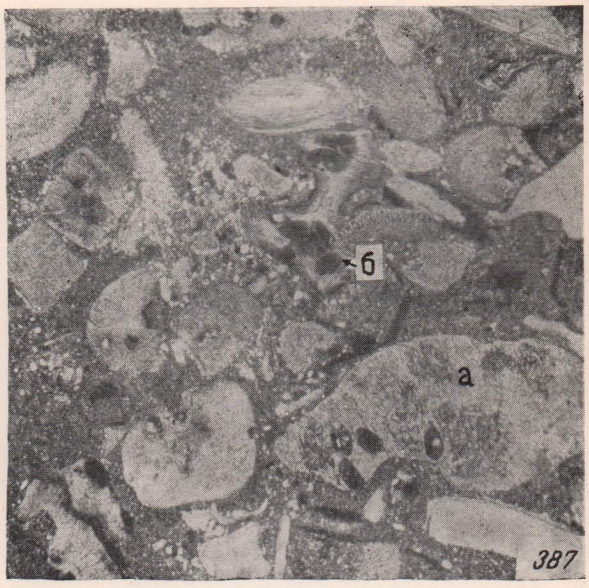
383


381

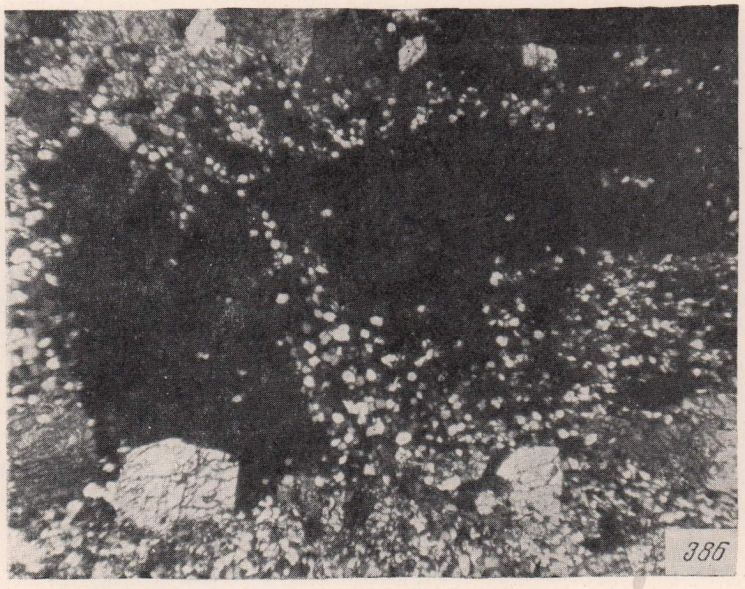

384



385



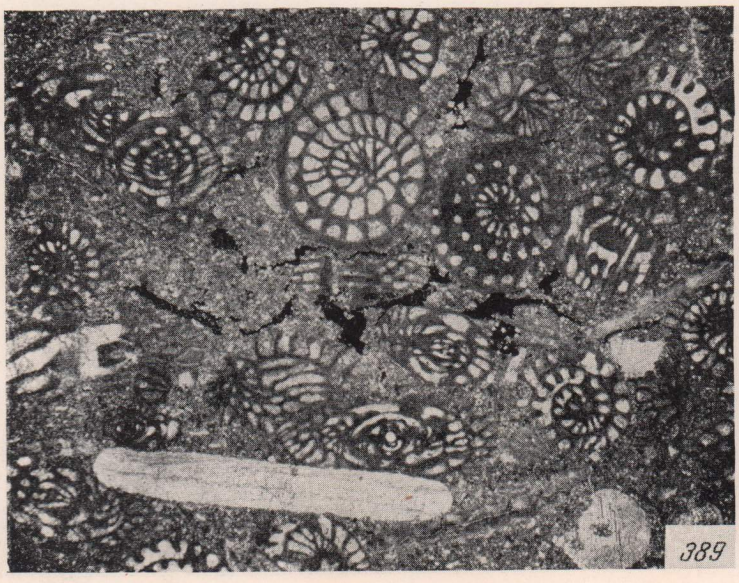
387



386



388



389



390

Таблица LXVI

Фиг. 385. Флюорит в окремнелой (окварцованной) карбонатной породе. Во флюорите хорошо видна спайность. Кварц внедряется как во флюорит, так и доломит, образуя в них прожилки и делая контуры зерен очень неровными. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Средний карбон, Башкирия.

Фиг. 386. То же, но николи +.

Фиг. 387. Слабо алевритистый органогенно-обломочный известняк с глауконитом, который импрегнирует членики криноидей (*а*) и выполняет ячейки в мшанковых скелетах (*б*). Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верейский горизонт, р. Кельтма.

Фиг. 388. Тонкозернистый доломитовый известняк с рассеянными мелкими неправильными зернышками FeS_2 (темные пятнышки). Шлиф. Увел. 45, николь 1. Подольский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 389. Неправильные прожилки $Fe\,S_2$ в тонкозернистом цементе фузулинидового известняка. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 390. Скопление FeS_2 на стенке каверны, заполненной крупнокристаллическим кальцитом. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верейский горизонт, Красная Поляна.

Таблица LXVII

Фиг. 391. Мелкие включения FeS_2 (*а*), присутствующие как в микрозернистом известняке, так и в перекристаллизованном участке. Шлиф. Увел. 90, николь 1. Нижний горизонт башкирского яруса, Арчединский район.

Фиг. 392. Скопление FeS_2 (*а*) в участке, образованном относительно крупными кристаллами доломита, заместившими органический остаток. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верейский горизонт, Красная Поляна.

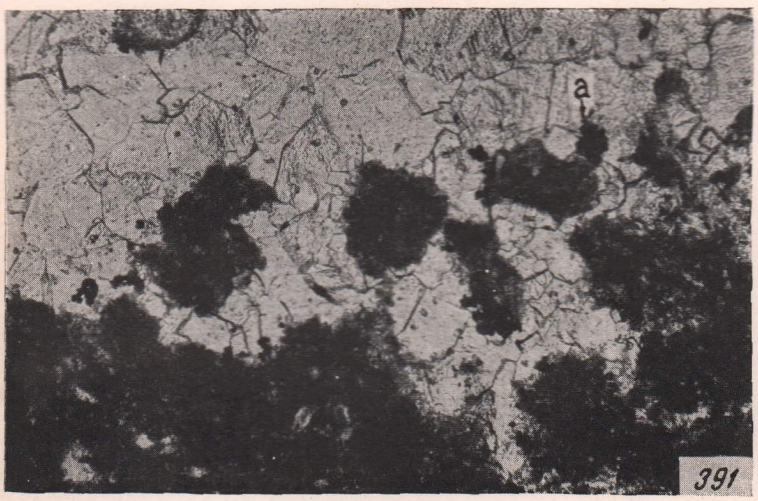
Фиг. 393. Прожилка мелкозернистого доломита в тонкозернистой доломитовой породе; к прожилке приурочены скопления FeS_2. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Верейский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 394. Стяжение FeS_2 (*а*) в известняковой гальке, образующее концентрическую кайму вблизи ее поверхности. Шлиф. Увел. 10, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 395. Скопление FeS_2 (черное) в раковине брахиоподы. Шлиф. Увел. 20, николь 1. Каширский горизонт, Красная Поляна.

Фиг. 396. Скопление пирита на поверхности оолитов и в их ядрах. Шлиф. Увел. 45, николь 1. Верейский горизонт, р. Кельтма.

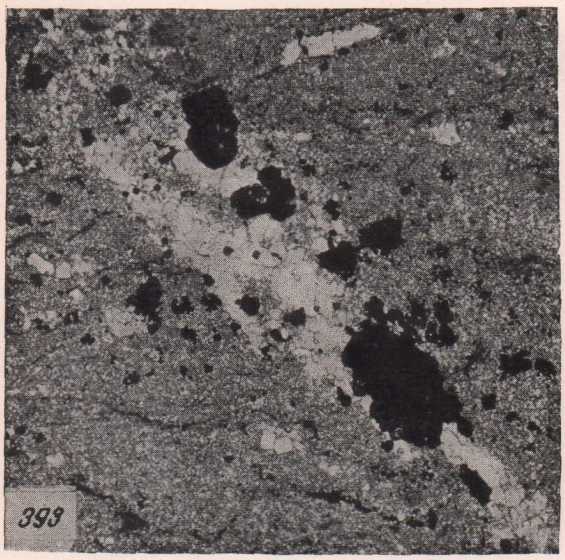
Фиг. 397. Тонкая пиритовая пленочка на поверхности оолитов, подчеркивающая зазубренный характер поверхности вдавливания одного оолита в другой (*а*). Шлиф. Увел. 90, николь 1. Верейский горизонт, р. Кельтма.



391



392


393



394


395



397


396

ЛИТЕРАТУРА

1. ПЕТРОГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Архангельский А. Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря. БМОИП, отд. геол., 12, № 3.

Белянкин Д. С., Лапин В. В. и Островский И. А. Исследование доломитизированных известняков в аншлифах в отраженном свете. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 2.

Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах. Изв. АН СССР, Отд. матем. и ест. наук, 1936, № 5.

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

Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород (2). В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. Доклады. Изд. АН СССР, 1952.

Виноградов С. С. Опыт номенклатуры и классификации карбонатных пород как сырья для производства вяжущих веществ. Изв. Моск. геол.-разв. треста, 1937, № 4.

Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. В кн. «Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР», вып. 1. ОНТИ, 1933.

Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.

Геккер Р. Ф. Наставление для исследований по палеоэкологии, 2-е изд. Изд. АН СССР, 1955.

Заварицкий. А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. ОНТИ, 1932.

Залесский Б. В., Степанов В. Я. и Флоренский К. П. (1). Опыт изучения физических свойств известняков мячковского горизонта (Мячковская группа месторождений). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 121, петрогр. сер. (№ 36).

Залесский Б. В., Степанов Б. Я. и Флоренский К. П. (2). Опыт изучения физических свойств известняков мячковского горизонта (Песковская группа месторождений). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 122, петрогр. сер. (№ 37).

Иванова Е. А. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1949, **21**.

Карпинский А. П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях. Изв. АН СССР, сер. 6, 1915, № 9.

Кротов Б. П. О происхождении флюорита на берегу Северной Двины и его генезисе. Зап. Росс. минер. об-ва, 1928, ч. 57, вып. 2.

Логвиненко Н. В. и Заболотная Н. К. Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, сер. 2, 1954, ч. 83, вып. 3.

Максимова С. В. и Осипова А. И. Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1950, **30**.

Маслов В. П. Атлас карбонатных пород, ч. 1 — Породообразующие организмы. ОНТИ, 1937.

Маслов В. П. и Кулик Е. Л. Новая триба водорослей (*Bereselleae*) из карбона СССР. Докл. АН СССР, 1956, **106**, № 1.

Муратов М. В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород. «Советская геология», 1940, № 11.

Ноинский М. Э. Самарская Лука. Тр. Об-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, 1913, **45**, вып. 4—6.

Пустовалов Л. В. Ратовкит Верхнего Поволжья Изд. АН СССР, 1937.

Самойлов Я. В. К минералогии фосфоритовых месторождений, вып. 4 — Отчет по геол. иссл. фосфорит. залежей, 1915, 7.

Сергеев А. С. О находке ратовкита под Москвой. Изв. АН СССР, 1912, № 6.

Сергеев А. С. Поиски ратовкита в отложениях каменноугольной системы Подмосковного края. Тр. Геол. и минер. музея АН СССР, 1914, **1**, вып. 4.

Страхов Н. М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1933, № 3.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (Опыт сравнительно-литологического исследования). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).

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

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

Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.

Татарский Б. В. О распространенности раздоломиченных пород. Доклады АН СССР, 1949, **19**, № 6.

Татарский Б. В. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Гостоптехиздат, 1952.

Татарский Б. В. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат, 1955.

Теодорович Г. И. К терминологии карбонатных пород. «Проблемы советской геологии», 1935, № 8.

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1950.

Тихомиров С. В. О новой хроматической реакции для отличия кальцита от доломита. БМОИП, отд. геол., 1951, 26, № 4.

Ферсман А. Е. Несколько слов о месторождении ратовкита Центральной России. Тр. Комиссии сырья, 1916, вып. 1.

Хворова И. В. Об эоловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы. БМОИП, отд. геол., 1949, **24**, № 2.

Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1953, **43**.

Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, 1938, **12**.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.

Швецов М. С. и Бирина Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов — Алексин. Тр. Моск. геол.-развед. треста, 1935, вып. 10.

Linck G. Abhandlungen zu geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothoringen, B., 1884.

2. СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КАРБОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Бирина Л. М. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы. Тр. Моск. фил. Всесоюзн. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1949, вып. 1.

Гроздилова Л. П. и Лебедева Н. С. Фораминиферы нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона Колво-Вишерского края. Сб. 7. Микрофауна СССР. 1954.

Даньшин Б. М. Геологическое строение Московской области. Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. ин-та минер. сырья и Моск. геол.-развед. треста, вып. 105/18, 1936.

Иванов А. П. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губ. БМОИП, 1926, т. **36**, вып. 1—2.

Иванова Е. П. Биостратиграфия среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1947, **12**, вып. 1.

Иванова Е. А. и Хворова И. В. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1955, **111**, кн. 1.

Карпинский Ю. П. Каменноугольные отложения южной половины Окско-Цнинского вала. Изв. Моск. геол.-развед. треста, 1937, **4**.

Киреева Г. Д. Стратиграфия нижней части среднего карбона в районе Молотовского Приуралья. Изв. АН СССР, 1949, сер. геол., № 2.

Ларионова Е. Н. и Софроницкий П. А. Геологический разрез палеозоя Полазненско-Краснокамской антиклинали и Вятского вала. «Советская геология», 1939, № 3.

Меняйленко П. А. Отложения нижних горизонтов среднего карбона в южной части Доно-Медведицких поднятий. В кн. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Гостоптехиздат, 1953.

Назарьян А. Н. К стратиграфии и тектонике среднекаменноугольных отложений в Ржевском и Старицком Поволжье. Изв. Моск. геол.-развед. треста, 1937, № 4.

Ноинский М. Э. Самарская Лука. Геологическое исследование. Тр. Об-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, 1913, **45**, вып. 4—6.

Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1950, вып. 111, геол. сер. (№ 39).

Раузер-Черноусова Д. М. Башкирский или каяльский ярус. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.

Раузер-Черноусова Д. М. и Далматская И. И. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений юго-восточной окраины Московской синеклизы (Токмовский свод). В кн. «Региональная стратиграфия СССР», т. 2. Изд. АН СССР, 1954.

Рейтлингер Е. А. Что дало изучение разреза Донбасса для стратиграфии намюрских и башкирских отложений Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 3.

Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и Западного склона Урала. Гостоптехиздат, 1951.

Ростовцев Н. Н. Разрез верхнего палеозоя северо-западной части Кельтменского вала. «Советская геология», 1948, сб. 28.

Руженцев В. Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1950, 29.

Семихатова С. В. Материалы к стратиграфии нижнего и среднего карбона Европейской части СССР. БМОИП, отд. геол., 1936, 4, № 3.

Семихатова С. В. Некоторые черты геологической истории района Арчединско-Донских поднятий. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 3.

Семихатова С. В. Некоторые новые данные по стратиграфии и геологической истории карбона Русской платформы. В кн. «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Семихатова С. В. Башкирский ярус среднего карбона на правобережьи Нижней и Средней Волги. В кн. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Гостоптехиздат, 1953.

Семихатова С. В. и Меняйленко П. А. Каменноугольные отложения южной части Доно-Медведицких поднятий. В кн. «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Степанов Д. Л. Обзор геологического строения и нефтеносности Камско-Печорского междуречья. Изв. АН СССР, 1940, вып. 5.

Теодорович Г. И. Башкирский ярус в пределах Урало-Волжской области. БМОИП, отд. геол., 1952, 27, № 1.

Тихий В. Н. (1) Газо-нефтеносные свиты саратовских структур. «Советская геология», 1947, сб. 13.

Тихий В. Н. (2) Сравнительная характеристика разрезов верейской свиты Среднего Поволжья и Заволжья. «Советская геология», 1947, сб. 13.

Урало-Волжская нефтеносная область (Геология и нефтеносность). Гостоптехиздат, 1941.

Хименков В. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 43: Калинин — Можайск — Духовщина — Торопец. Тр. Моск. геол.-гидро-геодез. треста, 1934, вып. 7.

Чернова Е. И. К стратиграфии каменноугольных отложений в районе с. Жирного Сталинградской области. В кн. «Региональная стратиграфия СССР», т. 2. Изд. АН СССР, 1954.

Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. Гостоптехиздат, 1954.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
I. Краткая инструкция к петрографическому изучению известняков и доломитов 5
А. Особенности полевого изучения карбонатных пород 5
Б. Лабораторное изучение карбонатных пород 9
Изучение пород в шлифах 10
Изучение пород в пришлифовках 15
II. Классификация и номенклатура карбонатных пород 17
III. Общая характеристика отложений 25
А. Средний карбон 25
Б. Верхний карбон 29
IV. Основные типы карбонатных пород 31
А. Известняки 31
Обломочные известняки 31
Брекчии 31
Конгломераты и гравелиты 33
Песчаники 33
Органогенные известняки 34
Органогенно-обломочные известняки 34
Раковинные известняковые песчаники 34
Органогенно-обломочные известняки с неокатанным детритом . . 35
Несортированные полидетритовые известняки 35
Крупнодетритовые известняки 38
Мелкодетритовые известняки 39
Шламовые известняки 41
Детритово-биоморфные и биоморфные известняки 41
Пелециподово-гастроподовые известняки 41
Фузулинидовые известняки 42
Мелкофораминиферовые известняки 44
Водорослевые известняки 46
Сгустковые и мелкокомковатые известняки 49
Фораминиферово-сгустковые известняки 49
Микросгустковые известняки 51
Микрокомковатые известняки 51
Мелкокомковатые известняки 52
Хемогенные известняки 54
Оолитовые известняки 54
Микрозернистые известняки 55
Б. Доломитовые известняки 56
Обломочные доломитовые известняки 56
Органогенные доломитовые известняки 57
Полидетритовые доломитовые известняки 57
Фузулинидовые доломитовые известняки 58

Двинелловые доломитовые известняки 58
Сгустковые доломитовые известняки 59
Хемогенные и метасоматические доломитовые известняки 59
Микрозернистые известняки 59
Доломитовые известняки с порфиробластовой структурой . . . 60
Разнозернистые доломитовые известняки сложной структуры . . 60
В. Известковые доломиты 61
Известковые доломиты с органогенными остатками 61
Сгустковые и мелкокомковатые известковые доломиты 63
Хемогенные метасоматические известковые доломиты 63
Микрозернистые известковые доломиты 64
Известковые доломиты с порфиробластовой структурой 64
Разнозернистые известковые доломиты сложной структуры . . . 65
Г. Доломиты 67
Седиментационные доломиты 67
Метасоматические доломиты 67
Микрозернистые доломиты 68
Тонкозернистые доломиты 69
Мелкозернистые доломиты 70
Микро- и мелкокомковатые доломиты 70
Доломиты с остатками органогенной структуры 71
Доломиты с обломочной структурой 72
Д. Терригенно-карбонатные породы 73
Известняки с терригенной примесью 73
Песчаные известняки 73
Алевритовые известняки 75
Глинистые известняки 76
Доломиты с терригенной примесью 78
Песчаные доломиты 78
Алевритовые доломиты 78
Глинистые доломиты 78
V. Некоторые вторичные изменения карбонатных отложений 82
А. Доломитизация 82
Б. Раздоломичивание и связанная с ним кальцитизация 83
В. Кальцитизация, не связанная с раздоломичиванием 84
Г. Окремнение 86
Д. Сульфатизация 88
Е. Вторичные выделения флюорита 91
Ж. Диагенетические железосодержащие минералы 92
Таблицы I—LVII 97
Литература 165

Ирина Васильевна Хворова

Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы

Утверждено к печати
Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *И. М. Чепикова*
Технический редактор *Н. Д. Новичкова*

РИСО АН СССР № 8-24В Сдано в набор 26/XII 1957 г
Подп. в печать 12/VII 1958 г. Формат бум. 60×92¼
Печ. л. 21,5+8,5 л. вклеек. Уч.-изд. лист 23,7
Т-06389. Тираж 1800. Изд. № 2112 Тип. зак. 1

Цена 19 р. 65 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва Б-64, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва Г-99, Шубинский пер., д. 10



12086