

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

И. В. Хворова, А. Л. Дмитрик

**МИКРОСТРУКТУРЫ
КРЕМНИСТЫХ
ПОРОД**



I. V. Khvorova, A. L. Dmitrik

MICROTEXTURES
OF SILICEOUS
ROCKS

ESSAY
OF ELECTRON MICROSCOPE
STUDY

Transactions, vol. 246



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW
1972

И. В. Хворова, А. Л. Дмитрик

МИКРОСТРУКТУРЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

ОПЫТ
ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОГО
ИССЛЕДОВАНИЯ

Труды, вып. 246



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1972

Микроструктуры кремнистых пород (опыт электронномикроскопического исследования). Х в о р о в а И. В., Д м и т р и к А. Л. М., «Наука» 1972.

Электронномикроскопическое изучение поверхности скола (методом фрактографии) основных типов кремнистых пород выявило характерные микроструктуры тонкого кремнистого вещества (криптокристаллического), не различимые с помощью световой оптики. Они объединены в три группы: 1) кристалломорфные; 2) колломорфные и 3) сложные микроструктуры, отражающие переход вещества от колломорфного к кристалломорфному.

Изменение микроструктур пород связано с упорядочением кристаллической структуры кремнезема. Установлен ряд — от колломорфного и глобулярного строения кремнистого вещества (диатомиты, опоки) к агрегатно-глобулярному и агрегатно-кристалломорфному (флинты, кремни, фтаниты, фтанитоиды).

Яшмы резко отличаются от фтанитов, фтанитоидов и конкреционных кремней и ближе стоят по микроструктуре к новакулиту. Отличие микроструктуры яшм и фтанитов объясняется составом примесей; коллоидное органическое вещество затрудняет раскристаллизацию кремнезема.

Микроструктурное изучение пород позволяет выявить не только процесс формирования кристалломорфной структуры, но и обратный процесс ее разрушения, связанный с механическим разрушением кристаллов и их коррозией интерстиционными водами.

Табл. 4. Илл. 49 (17 + 32 фототабл.). Библ. 25 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор),
академик В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев

Ответственный редактор

А. Г. Коссовская

Editorial Board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-Chief)
Academician V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev

Responsible editor

A. G. Kossouskaya

ВВЕДЕНИЕ

Среди кремнистых пород (силицитов) особенно широко распространены очень тонко раскристаллизованные разновидности: криптокристаллические и криптомикрораскристаллические. Структура таких пород (форма и размер частиц, характер их упаковки) с помощью обычного светового микроскопа почти не поддается изучению, тем более что часто они содержат примесь пигментирующего железистого или органического вещества, затуманивающего строение породы. Поэтому для раскрытия структурных особенностей силицитов все чаще стали обращаться к электронному микроскопу, используя метод фрактографии (изучение свежих сколов). Этот метод основан на допущении, что в тонкозернистой породе раскол проходит по индукционной поверхности, и, следовательно, наблюдаемый микрорельеф скола отражает структуру породообразующего вещества. Опыт исследования тонких разновидностей карбонатных и кремнистых пород показал правильность указанного допущения: сейчас уже нет необходимости говорить о значении метода. Скорее следует подчеркнуть, что он дает нам информацию только о структуре¹ породообразующего вещества. В ряде случаев возникают трудности при определении минерального состава обнаруженных частиц; здесь требуются уже другие способы исследования. И все же, несмотря на такую ограниченность, это — единственный метод изучения структуры основной массы кремнезема осадочных силицитов.

Выявленные с помощью электронной микроскопии структурные особенности кремнистого вещества вместе с другими признаками, могут быть использованы для диагностики пород и для восстановления истории их формирования.

Исследованный материал. Мы стремились подобрать разнообразный материал, включающий породы различного возраста и различных формаций. К сожалению, мы не смогли в равной мере охарактеризовать разные типы пород, так как в одних случаях у нас был свой богатый представленный материал, в других — удалось достать лишь отдельные образцы; несомненно, некоторые разновидности пород в нашей коллекции отсутствуют, но тем не менее набор оказался достаточно большим и представительным. Объем и характер материала иллюстрируют следующие данные (табл. 1).

Многие геологи помогли нам выполнить данную работу, предоставив образцы. Без такой помощи мы не смогли бы охарактеризовать многие типы пород. Перечень лиц, приславших образцы, не ограничивается приведенным в таблице. К сожалению, из некоторых образцов по той или иной причине не удалось получить достаточно хорошего препарата.

Мы выражаем признательность всем коллегам, откликнувшимся на нашу просьбу и приславшим образцы с соответствующей документацией, а в некоторых случаях и данными химических анализов.

¹ Во избежание недоразумений подчеркнем, что в данной работе под с т р у к т у р о й в е щ е с т в а понимается морфология слагающих частиц (петрографический термин).

Таблица 1
Исследованные образцы

Типы кремнистых пород	Возраст	Район	Количество образцов	Кем представлен материал
1. Диатомит *	Pg ²	Западно-Сибирская низменность	1	Прозорович Г. Э.
2. Опoki, порцеланиты				
а) платформенные	Сг ₂ —Pg	Саратовское Поволжье, Западно-Сибирская низменность	8	Копейкин В. А., Леонгард Н. И., Леонов Г. П., Соболевская В. Н., Прозорович Г. Э.
б) геосинклинальные	Ng ₁	Камчатка, Калифорния	5	Гречин В. И., Локвуд Дж.
3. Океанские силициты	J, Сг, Тг	Тихий океан	9	Мурдмаа И. О., Лисицин А. П., Хворова И. В.
4. Фтаниты, фтанитоиды				
а) эвгеосинклинальные	Сп, S, D, C ₁ , Pg	Казахстан Урал, Карпаты	20	Назаров Б. Б. Хворова И. В.
б) миогеосинклинальные	D ₃ , C ₁	Ухта, Урал	8	Кушнарера Т. И., Максимова С. В., Хворова И. В.
в) шунгитовый фтанит	Pt	Карелия	2	Соколов В. А., Горлов В. И.
г) осветленные фтанитоиды	S, D ₃	Урал	5	Хворова И. В.
5. Яшмы	S, D, T, J, Cg ₂	Урал Памир Калифорния Камчатка	18	Хворова И. В. Руженцев С. В. Бэйли Э. Х. Хотин М. Ю.
6. Кремнистые конкреции				
а) флинты	Cg ₂	Днепровско-Донецкая впадина, о-в Рюген, Тихий океан	5	Бушинский Г. И., Соболевская В. Н., Лисицин А. П., Мурдмаа И. О.
б) кремни из известняков и доломитов	Pt, T, Cg ₂	Н. Тунгуска, Памир, Карпаты	6	Казанский Ю. П., Руженцев С. В., Хворова И. В.
в) кремни из рудных горизонтов	C ₁ , Pg	Тулская обл. Куба	4	Епифанов Б. П. Хворова И. В.

* Кроме того, были использованы снимки нескольких образцов диатомитов Саратовского Поволжья, сделанные Г. Г. Белолицевой.

Методика. При выборе метода исследования мы пользовались известным руководством Г. С. Грицаенко и др. (1964). Из яшм и кремнистых конкреций изготавливались одноступенчатые угольные реплики с оттенением платиной под углом от 10 до 45° (с преобладанием 10—12°); платино-угольная пленка отделялась от породы химическим путем. Опoki и фтаниты исследовались методом двухступенчатых угольных реплик с последующим оттенением платиной под углом 10—45°. Первичный отпечаток получали желатиновый. Отделение платино-угольной пленки от породы производилось в горячей воде.

Реплики изучались в электронных микроскопах ЭМ-7 и ЕМ-7 при ускоряющем напряжении 60 и 80 кэ. Электроннооптическое увеличение при фотографировании реплик составляло от 5 000 до 50 000.

Из каждого изучаемого образца изготовлялось несколько пленок, причем брались сколы, параллельные и перпендикулярные слоистости.

Пользуемся случаем выразить признательность Г. С. Грицаенко, В. А. Дрицу, Л. Н. Ботвинкиной, В. Н. Григорьеву, В. И. Муравьеву, В. И. Степанову, прочитавшим рукопись и сделавшим ценные замечания. Мы очень благодарны старшему лаборанту Геологического института Н. Д. Серебренниковой, которая провела большую работу по изготовлению реплик и помогала при съемке.

ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Здесь не разбираются все работы, посвященные рассматриваемому вопросу, их количество быстро растет, но, по-видимому, еще не настало время для «исторического очерка» и для критической оценки результатов. Пока идет накопление фактического материала и поиск путей его интерпретации и использования для решения общих вопросов формирования пород. Мы остановимся главным образом на терминологических предложениях разных авторов. Эти предложения относятся: 1) к морфологии поверхностей скола, 2) к структурной ее интерпретации и 3) к гранулометрической классификации. Подчеркнем, что нельзя смешивать, как это иногда делают, морфологию (микрорельеф) поверхности и структуру вещества. Не может, по нашему мнению, например, структура породы быть «ячеистой» или «петельчатой» (Петровский, Шитов, 1969), очевидно, здесь имеются в виду особенности поверхности скола, ее рисунок. Надо сказать, что в первой работе, посвященной электронномикроскопическому изучению кремнистых образований (Folk, Weaver, 1952), на которую ссылаются все последующие исследователи, выделены именно типы поверхностей. Последние — результат непосредственного наблюдения, тогда как структурные типы — результат интерпретации этих наблюдений, в котором мы не всегда можем быть вполне уверены на данном этапе развития метода. Поэтому необходимо рассматривать оба эти признака.

Морфология поверхности скола. В основополагающей работе Фолка и Уивера (Folk, Weaver, 1952) было выделено три типа поверхностей: новакулитовый, губчатый и промежуточный (табл. 2). Первый тип дал арканзасский новакулит. Поверхность скола характеризуется резко очерченными полигональными выступами — блоками¹ близкой величины. Второй тип был получен при изучении скола халцедонового образования с четко выраженной фибровой структурой. Поверхность его не обнаруживает отдельных фрагментов, так как фибры физически неразделимы, и покрыта множеством полусферических ямок, часто соединяющихся в каналы. Фолк и Уивер считают, что губчатая структура обусловлена обилием мельчайших (около 0,1 мк) пузырьков воды. Третий, промежуточный тип характеризуется присутствием площадей низкого рельефа (субпланарных) без большого количества ямок; попадаются участки новакулитового типа. Такой тип поверхности был позднее обнаружен в кремнистых конкрециях, развитых среди карбонатных толщ (Pittman, 1959). Термин «промежуточный тип» неудачен, так как относимые к нему поверхности обладают своими характерными чертами, а не являются комбинацией признаков двух первых типов.

¹ Так как в электронной микроскопии термин «блок» часто применяется для обозначения участков кристаллов с межугловой разориентацией, выявляемых травлением, следует оговориться, что в данной работе термин «блок», вслед за Фолком и Уивером, употребляется в морфологическом смысле — как выступ на поверхности скола, имеющий ребристые контуры.

Следует обратить внимание на то, что термин «губчатый тип поверхности» стал использоваться слишком широко и не всегда, на наш взгляд, правильно. Так, иногда отсутствие четко оформленных полигональных блоков и неправильный бугорковый рельеф поверхности достаточны, чтобы определить ее как губчатую (Kaibaga, 1964). Очевидно, в соответствии с первоначальным определением, термин следует применять только к поверхностям, покрытым многочисленными полусферическими ямками, которые, как правило, имеют одинаковые размеры.

Таблица 2
Наименования типов поверхностей скла
 (по разным авторам)

Фолк и Уивер (Folk, Weaver, 1952)	Хворова, Дмитрик (1969)	Петровский (1969) *	Данная работа
Новакулитовый	Блоковый	Новакулитовая	I. Группа (блоковые поверхности) 1. Друзовидный 2. Новакулитовый (блоковый) 3. Субновакулитовый (неправильноблоковый) 4. Апоновакулитовый (сглаженноблоковый)
	а) гладкоблоковый	Ячеистая (субновакулитовая)	
	б) шершавоблоковый в) губчатоблоковый	Петельчатая	
Промежуточный	Губчатозернистый Шершавобугорковый	Псевдоглобулярная Литоидная (стекловатая)	II. Группа (бугорковые поверхности) 1. Бугорковый 2. Мелкобугорковый 3. Лопастевидный 4. Натеквидный
Губчатый	Натеквидный		III. Группа (сложные поверхности) 1. Друзовидно-мелкобугорковый 2. Новакулитово-мелкобугорковый 3. Субпланарно-мелкобугорковый

* По А. Д. Петровскому — структуры.

В нашей предыдущей работе (Хворова, Дмитрик, 1969) мы выделили несколько типов поверхностей, основываясь на двух показателях, это — форма элементов рельефа и характер их поверхности. Сейчас, изучив большее количество образцов, мы пришли к выводу, что второй показатель не следует рассматривать как один из основных при типизации, это делает систему слишком громоздкой и затушевывает главный признак. Кроме того, в пределах одного препарата могут присутствовать элементы с разным характером поверхности: губчатым и гладким.

Одновременно с нашей вышла работа А. Д. Петровского (1969), выделившего пять типов структур, названия которых приведены в табл. 1. Большинство из них нельзя отнести к структурным терминам, так как они не отражают особенности структуры вещества. Новакулитовый тип соответствует здесь таковому Фолка и Уивера. Псевдоглобулярный тип характеризуется присутствием округлых образований с едва заметной кристаллической огранкой (псевдоглобули). Иногда они рассеяны среди литоидной основной массы. Петельчатая «структура» отличается кучным

расположением псевдоглобулей, вследствие чего на снимках появляется замысловатый рисунок. Обе структуры связаны постепенным переходом, часто наблюдаются в пределах одного препарата и, вероятно, их следует относить к одному типу (может быть, выделяя как разновидности). Судя по изображениям, два последних типа поверхностей соответствуют промежуточному типу Фолка и Уивера. Что касается терминов, то первый (псевдоглобулярный) может рассматриваться как структурный, второй же (петельчатый) таковым не является; неудачен он и для характеристики поверхности скола, так как не отражает особенностей ее рельефа. Ячеистый или субновакулитовый тип встречался автору редко и описан очень кратко; если это поверхность, похожая на новакулитовую, но менее рельефная, ее лучше называть субновакулитовой, а не ячеистой; последний термин без разъяснения не понятен. Наконец, литоидный тип предложен для ровных поверхностей с раковистым изломом.

Мы видим, что с увеличением объектов исследования растет количество выделяемых типов «репликовых поверхностей» и в связи с этим возникает необходимость их систематизации и уточнения терминологии.

Структурная интерпретация. В одних случаях структурная интерпретация рисунка сколовой поверхности не вызывает трудностей: видно, что порода состоит из кристаллов той или иной степени идиоморфизма, такую структуру мы назвали кристалломорфной (Хворова, Дмитрик, 1969). Может возникнуть вопрос, почему не называть ее просто кристаллической. Но кристаллическую природу имеют и частицы некристаллического облика: обломки, глобули и их агрегаты, а также причудливой формы частицы, возникающие там, где нет места для свободного роста кристаллов. Так как при изучении реплик мы имеем дело не с самим веществом, а лишь с формой его частиц, лучше употреблять морфологические термины.

Кроме кристалломорфной нами были выделены колломорфная и субколломорфная структуры для вещества, состоящего из обтекаемой, иногда натековой формы частиц и их агрегатов; частицы с кристаллической огранкой здесь либо отсутствуют, либо появляются в виде плохо выраженных, «зачаточных» образований. Вероятно, к этой же группе принадлежит псевдоглобулярная структура, установленная А. Д. Петровским (1969).

Гранулометрическая классификация. Применение электронного микроскопа, расширив возможности структурного изучения пород, заставляет дать более дробную гранулометрическую шкалу для тонких фракций.

При изучении определенных, существенно кварцевых, кремнистых пород было предложено (McBride, Thomson, 1970) различать мега- и микрокварцевые разности, с размером кристаллов больше и меньше 35 мк. Микрокварцевая разность делится авторами на следующие градации:

ультратонкозернистая	—	< 5 мк
очень тонкозернистая	—	5—10 мк
тонкозернистая	—	10—15 мк
среднезернистая	—	15—25 мк
грубозернистая	—	25—35 мк

Предложенная терминология неудобна потому, что применима лишь для кварцевых пород, тогда как не все кремнистые породы имеют кварцевый состав. Она неудобна и потому, что названия фракций повторяют таковые для «мегакварцевых» пород, что неизбежно приведет к путанице. Кроме того, использование электронного микроскопа, открывающее возможности для более тонкого структурного анализа, требует разделения фракции < 5 мк на ряд градаций и введения новых названий.

А. Д. Петровским (1969) была предложена для таких градаций следующая шкала:

<1 мк	—	микрозернистая структура	
1—2,5 мк	—	мелкозернистая	»
2,5—5 мк	—	среднезернистая	»
>5 мк	—	крупнозернистая	»

Градации размерности, по нашему мнению, выбраны правильно, но названия структур неудачны, так как повторяют названия более крупных фракций.

Как известно, для хомогенных и биогенных пород (кремнистых и карбонатных) наиболее широко используется следующая гранулометрическая классификация структур:

$<0,001$ мм (<1 мк)	—	криптозернистая, криптокристаллическая
0,001—0,01 мм (1—10 мк)	—	микрозернистая, микрокристаллическая
0,01—0,1 мм	—	мелкозернистая, мелкокристаллическая
0,1—0,5 мм	—	среднезернистая, среднекристаллическая
0,5—1 мм	—	крупнозернистая, крупнокристаллическая

Две первые градации ($> 0,01$ мм) объединяются также под названием пелитовой структуры. Имея это в виду, можно предложить следующие наименования для тонких фракций:

<1 мк	—	микропелитовая структура	
1—2,5 мк	—	мелкопелитовая	»
2,5—5 мк	—	среднепелитовая	»
>5 мк	—	крупнопелитовая	»

ТИПЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Рельеф поверхности скола в одних случаях довольно однообразен, в других — на ней соседствуют существенно отличающиеся участки. Установлено несколько характерных типов рельефа. Каждый из них образован сочетанием определенных морфологических единиц — элементов рельефа: блоков, бугорков и других форм, которые, как правило, соответствуют порообразующим частицам или их агрегатам. В дальнейшем, характеризуя рельеф поверхности скола, мы будем оперировать типами поверхностей и образующими их элементами рельефа.

Основные типы поверхностей можно объединить в три группы (см. табл. 2): первая включает поверхности, состоящие из блоков, вторая характеризуется бугорковым строением поверхности и третья образована сочетанием разных элементов. Каждая группа представлена несколькими типами поверхностей. Многие из них связаны переходами, что обусловлено либо постепенным изменением формы элементов (например, бугорки приобретают блоковую огранку, выраженную, однако, слабо), либо комбинацией разных элементов.

Первая группа

(блоковые поверхности)

1. Друзовидный тип (табл. I)¹. Поверхность образована выступами блоков с очень четко выраженными, обычно правильными кристаллографическими гранями. Размер блоков чаще 0,5—1,5 мк, хотя всегда присутствуют и более крупные — до 3 мк. В некоторых препаратах наблюдается соседство участков с различной «гранулометрией» (0,15—0,30 мк и 0,5—3 мк). Поверхность блоков обычно гладкая, местами отчетливо проявляется штриховка (фигуры роста кристаллов, табл. I—2). Попадают блоки, грани которых сильно корродированы и покрыты натеком (фиг. 1).

От типичной новакулитовой поверхности друзовидная отличается несколько иной формой блоков и менее плотным их сочетанием: они не образуют сплошной мозаики, каждый из них четко индивидуализирован (сравни табл. I—I и табл. II—I).

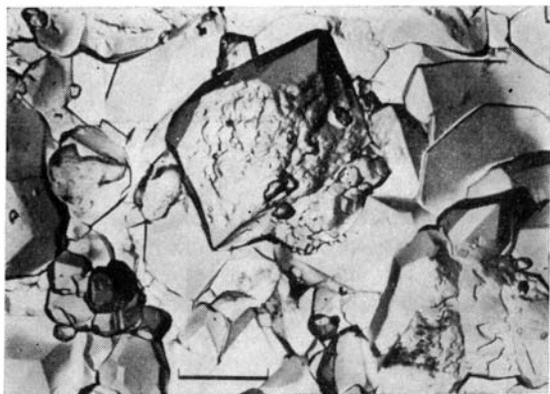
К р и с т а л л о м о р ф н а я структура вещества проявляется здесь очень ярко: это в основном идиоморфные кристаллы кварца с хорошо развитыми гранями не только ромбоэдров, но часто и призмы. Форма кристаллов указывает на их рост в свободном пространстве. Очевидно, они возникали по тончайшим трещинкам, пересекающим породу, и, возможно, по пустотам, связанным с радиоляриевыми раковинками. Забегая вперед, отметим, что рассматриваемые поверхности встречаются как вто-

¹ На всех микрофотографиях нанесена линия, длина которой соответствует 1 мк.

ростепенные, хотя в некоторых случаях частые, в образцах радиоляритов (яшм и фтанитов), особенно трещиноватых.

2. **Новакулитовый (блоковый) тип**¹ (табл. II). Был установлен на образце арканзасского новакулита и представляет собой сплошную мозаику изометричных, резко очерченных полигональных выступов-блоков с плоскими и слегка изогнутыми (выпукло-вогнутыми) гранями. По размеру (2—4 мк) блоки довольно однородны, поверхность их гладкая. На многих гранях видны мелкие кристаллические наросты.

Позднее такие поверхности были встречены многими исследователями



Фиг. 1. Коррозия идиоморфных кристаллов кварца.

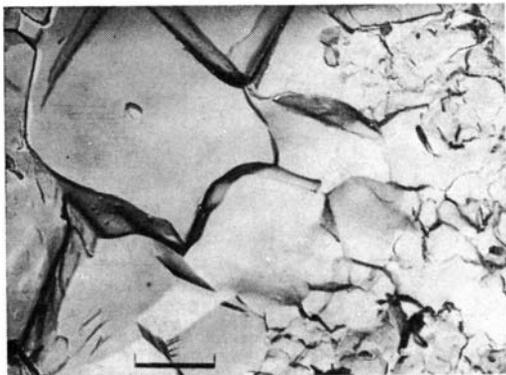
Обр. 423/2. Яшма. Ст₂. Камчатка

в препаратах из яшм, причем отмечались некоторые отличия от типичного образца (новакулит Арканзаса). Так, во-первых, блоки нередко бывают более мелкими (0,4—0,6 мк) и, главное, не столь однородными по величине, хотя все же чаще это не смесь разновеликих блоков, а соседство участков более крупно- и более мелкоблоковых. Во-вторых, сами блоки не всегда имеют гладкие грани. Иногда они усеяны округлыми бугорками и ямками, придающими поверхности губчатый облик (табл. II—2). Среди них различаются ультрамикроскопические (< 0,05 мк в поперечнике) и несколько более крупные (около 0,05 мк). Последних меньше — они часто образуют цепочки и сливаются в изогнутые желобки; внешне такие образования похожи на установленные Фолком и Уивером в натечных халцедонах, хотя в халцедонах размер ямок крупнее (0,1 мк). Ультрамикроскопические ямки в одних препаратах почти сплошь усеивают поверхность всех блоков, в других покрывают лишь некоторые их грани. Характерно, что даже в тех случаях, когда поверхность блоков представляется гладкой (как у новакулита), при очень большом увеличении электронномикроскопического снимка фотографическим способом (до 55 тыс.) на некоторых гранях видна «присыпка» из мельчайших сферических частиц. Природа рассматриваемых образований остается неясной. Фолк и Уивер, обнаружившие губчатые поверхности в натечных халцедонах, связывали ее с присутствием пузырьков воды, мы в своей предыдущей работе высказывали предположение о воздушных пузырьках (Хворова, Дмитрик, 1969). Однако обилие воздушных включений привело бы к уменьшению плотности яшм, чего не наблюдается (Кац, Хворова, 1970). Вероятно, в яшмах губчатый облик поверхности связан главным образом с присутствием между блоками тончайшей «пыли», состоящей из ульт-

¹ Термин «новакулитовый тип» широко применяется, поэтому менять его, по-видимому, не следует, но если строго подходить к предлагаемой системе терминов (учитывать морфологию элементов рельефа), то указанный тип поверхности можно назвать блоковым. В дальнейшем мы будем использовать оба названия как синонимы.

рамикроскопических глобуль¹, проявляющихся на поверхности скола в виде полусферических бугорков и соответствующих им отпечатков в виде ямок. В дальнейшем мы сохраним за такой поверхностью определение «губчатая».

Грани блоков бывают не только губчатыми, но и шершавыми, тонко корродированными, причем иногда коррозия развивается по губчатой, а иногда, по-видимому, по гладкой поверхности. В целом, однако, шершавость характерна не для новакулитового элемента, а для субновакулитового, о котором будет сказано дальше.



Фиг. 2. Субновакулитовая поверхность. Видны блоки неправильной формы, разделенные глубокими трещинками

Обр. 4079-6. Яшма красная. С. Южный Урал

Интерпретация новакулитовой поверхности не вызывает особых затруднений. Блоки обладают кристаллографическими гранями, правильные очертания которых нарушены лишь приспособлением одного к другому (гипидиоморфные и ксеноморфные кристаллы). Данные световой оптики, химических анализов и инфракрасной спектроскопии не оставляют сомнений в том, что мы имеем дело с кремнеземом. Кристаллы здесь в основном изометричны из-за преимущественного развития граней ромбоэдров и слабого развития или отсутствия граней призм, на что обратил внимание Н. А. Азербайев (1969). Новакулитовый тип поверхности скола отражает, таким образом, кристалломорфную структуру породообразующего вещества.

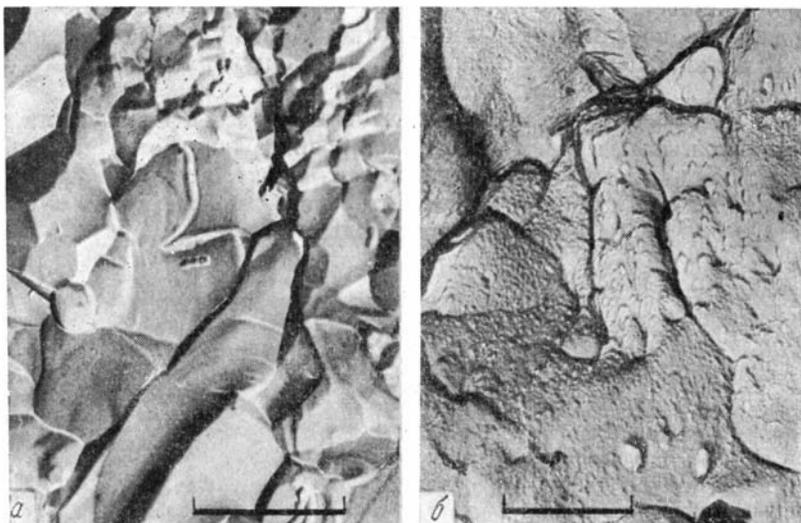
3. Субновакулитовый (неправильноблоковый) тип. Поверхность рельефная, покрытая многогранными выступами, имеющими неправильную форму и часто разную величину; эти выступы разделены довольно глубокими «трещинками», вследствие чего здесь отсутствует однообразный мозаичный рисунок, свойственный новакулитовой поверхности.

Среди субновакулитового типа намечаются две разновидности.

Первая разновидность (табл. III) характеризуется разными по форме, угловатыми, иногда оскольчатыми выступами (блоки); последние нередко раздавлены и рассечены трещинками, а их части несколько смещены одна относительно другой. Поверхность в целом неоднородна: в пределах одного препарата размеры блоков меняются от 0,3 до 5 мм; местами наблюдается «смесь» выступов разной величины, но чаще соседство более мелко- и более крупнорельефных участков.

Поверхность блоков различная: в одних образцах преимущественно гладкая с сохранившимися кристаллическими наростами, в других — губчатая; но чаще она шершавая, корродированная, причем иногда на ней наблюдается субпараллельная струйчатость (табл. III—I).

¹ Здесь и далее термин «глобули» имеет не генетическое, а морфологическое значение и применяется к частицам обтекаемой, сферической формы.



Фиг. 3. Субновакулитовая поверхность с сильно разрушенными (а) и, кроме того, корродированными (б) частицами

а — обр. 43536. Яшма светло-серая. б — обр. 43356. Яшма черная. О. Ишимская Лука

В целом рисунок заметно отличается от новакулитового (сравни табл. II и табл. III). Вместе с тем встречаются элементы, по форме и характеру поверхности сходные с теми, что составляют новакулитовый тип, но разбитые отдельными трещинками (фиг. 2). Можно проследить гамму переходов от поверхности со слабо разрушенными блоками до поверхности с сильно разрушенными.

Рассматриваемая разновидность отражает структуру с механически раздавленными кристалломорфными частицами.

Вторая разновидность (табл. IV—I) отличается от первой некоторой обтекаемостью выступов (блоков) и сглаженностью в различной степени их ребер. Местами выступы разделены трещинками и желобками на фрагменты, через которые прослеживается грань основного, более крупного блока. Размеры элементов от 0,3 до 2 мк, реже большая (3—4 мк), при этом в одних препаратах величина их довольно однородная, в других — резко отличная (от 0,3 до 4 мк). Выступы всегда шершавые, сильно корродированные, причем первично они были преимущественно губчатыми. На пирамидальных выступах коррозия часто создает ступенчатый рельеф. Мелкие наросты на гранях блоков вследствие растворения приобретают округлые очертания.

Намечается ряд постепенных переходов от поверхности, которую еще можно считать новакулитовой, до резко от нее отличной, с обтекаемой формой всех элементов рельефа.

Очевидно, этот ряд отражает степень растворения породообразующих частиц, вследствие чего структура породы меняется. Иногда растворению подвергаются гипсидиоморфные кристаллы (кристалломорфное вещество), а иногда — уже механически разрушенные, и тогда породообразующие частицы приобретают очень неправильную форму и утрачивают сходство с формой первичных кристаллов (фиг. 3).

Рассматриваемое изменение структуры обычно наблюдается в пределах всего пласта или даже толщи; по-видимому, это может свидетельствовать о внутрислоевом растворении интерстиционными водами. Действие последних особенно ощутимо в толщах, испытавших интен-

сивные тектонические дислокации, где механическое разрушение кристаллов увеличило проницаемость пород.

Структуру, соответствующую субновакулитовой поверхности, будем называть с у б к р и с т а л л о м о р ф н о й.

4. Апоновакулитовый (сглаженоблоковый) тип¹ табл. (IV—2). Он включен в данную группу условно, так как составляющие его элементы уже нельзя назвать блоками. Тем не менее мы рассматриваем его здесь потому, что им завершается определенный ряд блоковых поверхностей, отражающий структурное изменение пород.

Поверхность сплошь покрыта довольно рельефными бугорками разной величины и формы. Чаще их размер около 1 *мк* (0,5—1,2 *мк*), но здесь же присутствуют как более мелкие (0,3—0,5 *мк*), так и более крупные (до 3 *мк*) бугорки. Они имеют обтекаемую, обычно изометричную, реже удлинненную форму; в плане контуры их нередко приближаются к округлым или овальным, хотя много и неправильных. Разделены они, подобно блокам в субновакулитовом типе, довольно глубокими и узкими щелями и желобками; последние наблюдаются на поверхности крупных бугорков, как бы разделяя их на более мелкие, но нечетко выраженные. Поверхность бугорков всегда в разной степени шершавая, тонко корродированная, местами морщинистая и ступенчатая; особенно неровная она там, где было много кристаллических наростов, превратившихся в дополнительные рельефные бугорочки.

Кристаллографические грани в типичном случае отсутствуют, но можно найти переходы от рассматриваемого типа поверхности к субновакулитовому. Несомненно, мы наблюдаем здесь результат дальнейшего растворения поверхности кристаллов интерстиционными растворами; особенно сильно растворяется поверхность ребер, вследствие чего многогранные блоки постепенно приобретают обтекаемую форму.

Кристалломорфная структура почти полностью утрачивается, возникает новая, существенно отличная структура, которую можно называть с у б г р а н у л я р н о й (табл. V—4).

Вторая группа

(бугорковые поверхности)

1. Бугорковый тип (табл. VI). Поверхность сплошь покрыта рельефными бугорками, имеющими в плане неправильно округлые очертания; иногда два-три бугорка сливаются. На некоторых заметны отдельные кристаллографические грани, часто при этом бугорки приобретают четырехугольную огранку с прямыми углами (табл. VI—2). Размеры бугорков от 0,4 до 3 *мк*. Поверхность их слабо шероховатая, но явные следы коррозии отсутствуют; местами на ней видны отдельные мелкие бугорки и валики или их скопления.

Рассматриваемый тип поверхности распространен нешироко, встречается в препаратах, где преобладает мелкобугорковый тип. Здесь же всегда присутствуют новакулитовые участки, состоящие из блоков примерно той же величины, что бугорки (0,4—3 *мк*). Более того, между последними и блоками намечаются переходные формы.

Очевидно, бугорковая поверхность скола отражает г р а н у л я р н у ю (з е р н и с т у ю) структуру кремнистого вещества. Зерна изометричные, обтекаемые, часто конформно сочетающиеся. Нет признаков их возникновения из идиоморфных кристаллов путем растворения, т. е.

¹ В предыдущей работе (Хворова, Дмитрик, 1969) мы определяли этот тип поверхности как шершаво-бугорковый.

структура здесь формировалась иначе, чем та, которую отражает апоновакулитовая поверхность. Скорее следует предположить, что зерна отражают особую фазу кристаллизации кремнезема. Возможно, в некоторых случаях это мельчайшие агрегаты халцедона, фибровая структура которых может не проявляться на репликах, как это было показано Фолком и Уивером.

2. Мелкобугорковый тип. Поверхность покрыта бугорками отчетливо обтекаемой формы. Последняя несколько отличается в разных образцах, что заставляет выделить две разновидности.

Первая разновидность (табл. VII, VIII) — здесь преобладают бугорки, имеющие в плане округлую, овальную (как ячменное зерно) и неправильную (иногда лепешковидную) формы; изредка встречаются удлинённые элементы, похожие на сигаро- и палочковидные валики. Сочетание бугорков и валиков придает поверхности «кудрявый», «барашковый» облик. Размеры бугорков меняются от образца к образцу: в одних — это 0,03—0,075 *мк*, в других — 0,075—0,25 *мк*, в третьих — 0,2—0,5 *мк*. Чаше бугорки распределены равномерно и величина их довольно однообразна в пределах препарата, но встречаются образцы, где на слабо волнистой мелкобугорковой поверхности (бугорки 0,015—0,05 *мк*) много неравномерно рассеяных более крупных (0,1—0,4 *мк*) полусферических бугорков, нередко образующих почковидные агрегаты размером до 1 *мк* (табл. IX).

Местами на поверхности реплики наблюдались оторванные частицы в виде обтекаемой формы зерен и их агрегатов, по размеру соответствующие бугоркам на поверхности скола.

На отдельных бугорках появляется кристаллическая огранка, и они приобретают форму мелких блоков. Там, где их много, поверхность становится мелкобугорково-мелкоблоковой (псевдоглобулярная структура, по А. Д. Петровскому).

Вторая разновидность (табл. X, XI) отличается более сложным рисунком. Ее можно назвать мелкобугорково-валиковой разновидностью, так как кроме мелких (0,03—0,12 *мк*) округлых и овальных бугорков здесь много валиков, среди которых различаются короткие, прямые, похожие на палочки (табл. XI), и длинные, несколько изогнутые — прутико- и червячковидные (табл. XII). Размер валиков: 0,04—0,1 *мк* в поперечнике и от 0,15 до 1,5 *мк* в длину. В каждом данном препарате поперечный размер валиков близок. Характер поверхности бугорков и валиков не всегда различим, но иногда она губчатая.

Рассматриваемой разновидности свойственна неоднородность. Одни участки сплошь и довольно равномерно покрыты бугорками и валиками (табл. X—1; XI—1); на других — они разбросаны по слегка волнистой поверхности, часто образуя агрегаты.

Встречаются агрегаты трех типов. Первые состоят из относительно коротких палочко- и червячковидных валиков, образующих округлые «клубочки» размером 0,75—1,25 *мк*. Их внутренняя структура иногда проявляется отчетливо (табл. XIII—1, 2), а иногда валики сливаются в плотную массу, образуя бугорки, на поверхности которых различаются лишь отдельные валики (табл. XIII—3). Сами клубочки местами частично «слипаются» один с другим, образуя причудливый рисунок. Агрегаты второго типа представляют собой тонкие пучки «прутиков», плотно соприкасающихся длинной стороной; нередко на такие прутики и пучки «нарастают» отдельные глобулы и их грозди (табл. XIII—4, 5; фиг. 4). Третий тип агрегатов характеризуется неправильной формой — сгустковой и «лепешковидной»; размер агрегатов 0,5—4 *мк*. Поверхность их либо губчатая, покрытая бугорками и палочковидными валиками (табл. X—2, XI—2), либо гладкая. Рисунок в целом приобретает сходство с поверхностью осадка, переработанного илоядами.

Структурная интерпретация мелкобугорковой поверхности сама по себе не вызывает особой трудности, но происхождение структуры объяснить не просто.

Очевидно, что породы состоят из мельчайших обтекаемой формы частиц — глобуль, и структура может быть определена как г л о б у л я р н а я (первая разновидность). Глобули в одних случаях почти идеально сферические, в других — менее правильные (возможно, деформированные в осадке или при литификации). Глобули часто, как мы видели, сливаются в удлиненные — цепочечные и прутиковидные,

Фиг. 4. Агрегаты прутиковидных частиц с наростами глобулей
Схематизированный рисунок

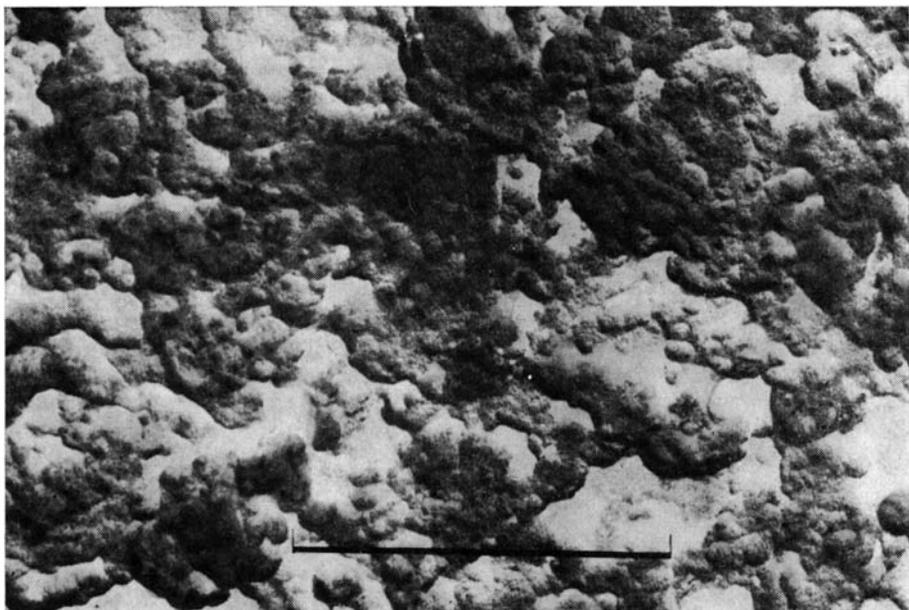


почковидные или неправильно-сгустковые агрегаты, иногда называемые глобулитами (Лебедев, 1965). Там, где они преобладают, микроструктуру можно определять как цепочечно-глобулярную или сгустково-глобулярную (вторая разновидность).

Строение, обнаруженное во многих препаратах, очень сходно с таковым природных силикагелей, исследованных с помощью электронного микроскопа. Так, в золь кремнезема из осадков термального ручья района Паужетки встречено большое количество мельчайших (0,025—0,05 мк) глобуль, образующих цепочечные агрегаты и неправильные скопления; среди них различаются глобули разной величины, некоторые достигают 0,3—0,5 мк (Лебедев, 1965, стр. 272). Глобули, обнаруженные в изученных нами образцах, очень близки к указанным по размеру и форме. Сходны они по величине и с частицами искусственно приготовленных золь SiO₂, имеющих форму шариков диаметром от сотых долей микрона до 0,1 мк (Берестнева и др., 1949). Исследование с помощью электронного микроскопа драгоценных опалов тоже показало, что они представляют собой скопление (агломерацию) кремнистых сфер, имеющих диаметр менее 0,08 мк; они образуют более крупные сферы, критическая величина которых 0,15—0,35 мк (Greer, 1969).

Следует иметь в виду, что глобулярную структуру может давать не только кремнезем, но и гидроокислы железа или органическое вещество. Обращает на себя внимание в связи с этим факт, что рассматриваемая микроструктура иногда очень сходна с таковой измененного конхиолинового вещества, извлеченного из перламутрового слоя раковин; электронномикроскопические исследования показали, что это вещество состоит из гроздей округлых корпускул, нитей и мембран, представляющих измененные трабекулы (фиг. 5). Возможно, что в некоторых наших образцах мы иногда наблюдаем остатки измененной органики, но так как обычно содержание ее незначительно, то очевидно, что в основном указанная микроструктура связана с породообразующим кремнеземом.

Для многих пород, как мы видели, характерно обилие удлиненных частиц; иногда хорошо видно, что это цепочки слившихся и полуслившихся глобуль (табл. XII).



Фиг. 5. Остаток измененного органического вещества из декальцифицированного перламутрового слоя раковины юрского аммонита (Gregoire, Voss-Foucart, 1970, pl. 8)

Морфологически удлиненные частицы похожи на некоторые виды бактерий; поэтому может возникнуть предположение, что мы имеем здесь остатки бактериальной структуры, тем более что близкие по форме образования встречались в черных кремнистых породах докембрия и описывались как ископаемые бактерии (Schopf, 1968; Schopf a. oth., 1965; и др.). Однако минимальный размер бактерий — 0,4 мк (Кузнецов, 1970), т. е. они много крупнее глобуль, встреченных в наших образцах. Размеры частиц, обнаруженных в последних, по-видимому, исключают предположение о бактериальной природе рассматриваемых образований.

Остается предположить, что удлиненные частицы, как и сферические, состоящие сейчас из опала и кристобалита или из кварца и халцедона, представляют собой окристаллизованные частицы силикагеля, сохранившие первоначальную форму. Такая удлиненная форма может быть связана как с мембранными трубками, так и являться продуктом коалесценции мельчайших частиц силикагеля. Сходные глобули и мембранные трубки наблюдались в природных гелях кремнезема (Лебедев, 1965); их диаметр 0,3—0,8 мк, что, правда, больше, чем размер встреченных нами образований (0,04—0,1 мк). Как установлено, мембранные трубки характерны для метаколлоидного кристобалита; известны также стебельчатые агрегаты халцедона. Это указывает на то, что минеральный состав кремнезема может изменяться, но первичная форма силикагеля сохраняется.

3. Лопастевидный тип (табл. XIV—2). Поверхность в одних случаях довольно ровная, лишь слабо волнистая, в других — более рельефная. На ней выделяются неправильные участки с сильно извилистыми контурами, похоже на амёбовидные образования. Очертания их фестончатые и лопастевидные с пальцеобразными выступами. Размер таких участков различный — от 0,5 мк до нескольких микрон. Иногда они резко очерчены и видно, что представляют собой тонкие плоские частицы. Нередко,

однако, последние слабо «индивидуализированы», и тогда мы наблюдаем слегка волнистую поверхность, лишь участками ограниченную лопастевидными контурами. Поверхность в целом губчатая, местами с мелкими бугорками и валиками, по размеру и форме сходными с теми, что характерны для поверхностей, описанных выше.

Микроструктуру, соответствующую рассматриваемому типу скола, можно назвать *х л о п ь е в и д н о й*. Наблюдаются переходные разновидности между хлопьевидной и ступково-глобулярной микроструктурами. Последняя отличается от первой лучшей оформленностью частиц и четко выраженным глобулярным их строением (табл. XIV—1).

4. **Натековидный тип** (табл. XV). Поверхность очень неровная со сложным рисунком. Иногда это система веерообразно расходящихся выпуклых лопастей с большим количеством извилистых и ветвящихся червячкообразных валиков, местами образующих сгущения. Они окаймляют лопасти, придавая им округлые очертания (табл. XV—1). В других случаях поверхность волнистая, даже «складчатая», осложненная мелкими пологими и более крупными рельефными бугорками, некоторые из них имеют конусовидную форму. Сравнительно ровные, полого-волнистые участки соседствуют с рельефными, бугорковыми (табл. XV—3). Встречаются «возвышения» с концентрически ступечатыми контурами, местами рассеченные трещинками, похожими на контракционные, возникающие при уплотнении и дегидратации осадка.

Общий рисунок, как правило, сложный, часто без четко обособленных, индивидуализированных элементов и, главное, без следов кристалломорфного строения. Мы определили эту структуру как *к о л л о м о р ф н у ю* (Хворова, Дмитрик, 1969).

Третья группа

(сложные поверхности)

1. **Друзовидно-мелкобугорковый тип** (табл. XVI). Поверхность друзовидного типа, но осложнена присутствием мельчайших (0,075 *мк*) бугорков, образующих обычно небольшие скопления. В одном препарате можно наблюдать все переходы от участков, где единичные бугорки или мелкие их скопления рассеяны на гранях лишь некоторых блоков, к участкам, где мелкобугорковый элемент доминирует. Характерно резкое отличие блоков и бугорков и по размеру и по форме.

Поверхность отражает присутствие двух фаз: более крупных идиоморфных кристаллов и мельчайших глобулей (структура *к р и с т а л л о м о р ф н о - г л о б у л ь р н а я*). Последние заполняют пространства между кристаллами и образуют скопления на их гранях, что указывает на более позднее образование глобулей.

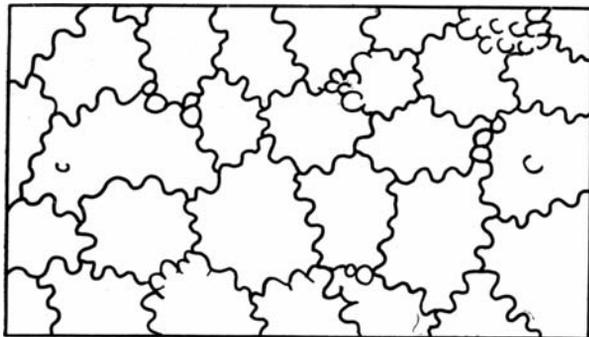
Некоторые друзовидно-мелкобугорковые поверхности заметно отличаются от рассмотренных. Размер блоков здесь сильно варьирует, и некоторые приближаются по величине (0,1 *мк*) к бугоркам; кроме того, среди последних встречаются более крупные (до 0,3 *мк*), причем на них наблюдаются слабо выраженные грани. Бугорки здесь образуют довольно крупные скопления среди блоковых участков, и резкого разделения между ними нет (табл. XVI—1, 2). Таким образом, глобулярная и кристалломорфная фазы в данном случае связаны теснее, между ними наблюдаются переходы, и порядок возникновения обеих фаз неясен.

2. **Новакулитово-мелкобугорковый тип** (табл. XVII—3). Состоит из блоков (1—2 *мк*) с довольно хорошо выраженной кристаллографической гранкой; на поверхности граней и между блоками наблюдаются скопления мелких (0,025—0,04 *мк*) бугорков. Они образуют как небольшие (0,1 *мк*), так и крупные неправильной формы изометричные агрегаты или

агрегаты в виде ветвящихся прожилок; иногда последние приурочены к ребрам блоков. На одних участках мелкобугорковые скопления немногочисленны, на других их много и между ними просвечивают лишь отдельные грани.

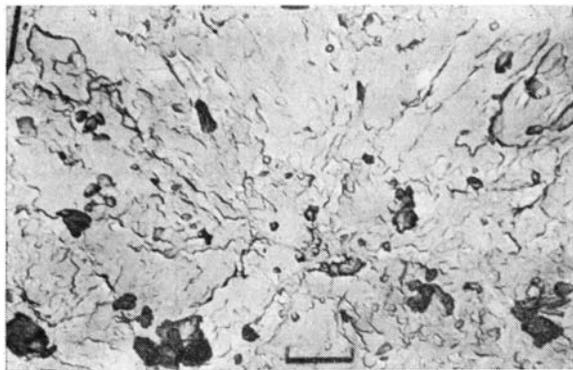
Здесь опять мы видим сочетание относительно крупных, хорошо ограниченных ксеноморфных кристаллов и мельчайших глобуль (структура кристалломорфно-глобулярная).

3. **Субпланарно-мелкобугорковый тип** (табл. XVIII). Встречается наиболее часто и, судя по фотографиям, соответствует промежуточному типу Фолка и Уивера, псевдоглобулярной и петельчатой «структурам» Петровского и Шитова и, возможно, субпланарному типу Азербайева (1969).



Фиг. 6. Схема, иллюстрирующая характер сочетания субпланарных элементов

Рисунок поверхности определяется сочетанием мелкобугорковых участков и прихотливо очерченных относительно ровных (субпланарных) поверхностей. Последние обычно имеют извилистые контуры (фиг. 6), иногда очень четкие, а иногда менее ясные. Форма таких субпланарных элементов изометричная или несколько удлиненная. На их периферии часто видны мелкие бугорки (от 0,075 — до 0,4 мк) — округлые, реже овальные, удлиненные и лепешковидные. Их присутствие в основном определяет извилистость контуров субпланарных элементов. Внутри последних спорадически тоже наблюдаются мелкие бугорки и их агрегаты, обычно они выражены хуже периферических, иногда бывают мельче и образуют цепочки или сливаются в тонкие валики. Размер субпланарных элементов меняется даже в пределах одного препарата, но все



Фиг. 7. Радиальное расположение субпланарных элементов

Обр. 7л. Кремнистая конкреция, С₁. Месторождение липецких железных руд

же в одних образцах они крупнее, в других мельче. Обычно величины колеблются в следующих пределах: 0,3—1; 0,5—2; 0,65—0,8—4 мк (разные образцы). Мелкобугорковые участки по размеру и конфигурации иногда сходны с соседними субпланарными элементами, а местами имеют

Таблица 3

Соотношение типов поверхностей скола и микроструктур

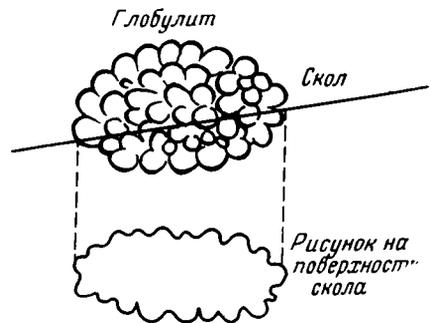
Группы поверхностей	Тип поверхности	Микроструктура	Тип породы
Блоковые	1. Друзовидный	Кристалломорфная	Пустоты в яшмах Новакулит, яшмы
	3. Новакулитовый (блоковый)	»	
	3. Субновакулитовый (неправильноблоковый)	Субкристалломорфная	Яшмы
	4. Апоновакулитовый (сглаженноблоковый)	Субгранулярная	Яшмы
Бугорковые	1. Бугорковый	Гранулярная	Фтаниты
	2. Мелкобугорковый Первая разновидность	Глобулярная	Фтаниты, опоки, кремни, флинты Опоки, опоконидные силициты
		Цепочечно- и сгустково-глобулярная	
	3. Лопастевидный	Хлопьевидная	Диатомиты
4. Натеконидный	Колломорфная	Диатомиты, осветленные фтаниты	
Сложные	1. Друзовидно-мелкобугорковый	Кристалломорфно-глобулярная	Пустоты в яшмах
	2. Новакулитово-мелкобугорковый	То же	Шунгитовые фтаниты
	3. Субпланарно-мелкобугорковый	Агрегатно-глобулярная	Фтаниты, океанские опоки (редко) флинты, кремни
	4. Субпланарно-мелкоблоковый	Агрегатно-кристалломорфная	Фтаниты

вид прожилок (табл. XVIII—2). В одном препарате можно видеть гамму переходов от поверхности, бедной бугорками, до насыщенной ими.

Местами субпланарные элементы имеют удлиненную форму (0,3—1,2 мк × 0,6—5 мк) и располагаются веерообразно или радиально (фиг. 7).

Поверхность как субпланарных элементов, так и бугорков довольно гладкая, но встречаются образцы, где она шершавая или губчатая.

Мелкие бугорки являются глобулями, что подтверждает их присутствие в отрывах. Глобули слагают довольно крупные агрегаты, тоже наблюдаемые в отрывах. Субпланарные поверхности скорее всего представляют собой срезанные сколом глобулярные скопления — крупные глобулиты (фиг. 8). На это указывают и характер контуров и присутствие мелкобугорковых агрегатов, сходных по размеру и форме с субпланарными участками. Правда, внутри последних глобулярная структура не проявляется или выражена слабо, но это можно объяснить слиянием глобуль в плотную массу.



Фиг. 8. Предполагаемое строение частицы (глобулита), дающей на сколовой поверхности рисунок субпланарного элемента

Если такая интерпретация рисунка правильна, то структуру, ему соответствующую, можно определить как агрегатно-глобулярную. От глобулярной (мелкобугорковый тип поверхности) она отличается более четко выраженным скоплением глобуль в относительно крупные и обособленные агрегаты. Правда, мы видели, что для некоторых разновидностей глобулярной микроструктуры тоже характерна агломерация частиц, при которой возникает сгустково-глобулярная микроструктура; однако от рассматриваемой она отличается «рыхлостью», частицы в ней не имеют столь плотной «упаковки» (сравни табл. XIV—1 и табл. XVIII—1).

4. Субпланарно- (мелкобугорково-)мелкоблоковый тип (табл. XIX). Он связан постепенным переходом с предыдущим. Общий рисунок поверхности здесь тот же, но на бугорках (обычно это заметно на относительно более крупных) появляются следы кристаллографической огранки, многие из них переходят в мелкие (0,1—0,3 мк) изометричные блоки (на таких репликах в отрывах видны как округлые, так и угловатые частицы); участками последних становится больше (субпланарно-мелкобугорково-мелкоблоковый элемент), а местами они почти нацело «вытесняют» бугорки и возникают заметно иного облика поверхности: субпланарно-мелкоблоковые. Контуры субпланарных элементов уже не извилистые, мелкофестончатые, а имеют вид ломаной линии, что обусловлено формой окружающих мелких блоков; на периферии субпланарного элемента тоже иногда проявляются очертания мелких блоков (табл. XIX—2) и хорошо видно, что он представляет собой агрегат последних. В целом рисунок приближается к новакулитовому, отличаясь лишь большей неоднородностью из-за присутствия кристаллических агрегатов.

Таким образом, очевидно, что рассматриваемый тип поверхности отражает кристаллизацию вещества и постепенный переход глобулярной структуры в агрегатно-кристалломорфную.

На этом мы заканчиваем характеристику основных типов поверхностей скола. Их перечень и структурная интерпретация даны на табл. 3.

НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ НА ПОВЕРХНОСТЯХ СКОЛА

Нередко на поверхности скола встречаются дополнительные образования, усложняющие общий рисунок. Состав их различен — иногда это кремнистые, а иногда иные минеральные частицы (примесь). Последние обычно редко рассеяны, но местами дают скопления. Не всегда состав их может быть точно определен, но, несмотря на это, мы приводим их изображение и краткое описание, чтобы обратить на них внимание.

1. **Литоидные частицы**¹. Они выделяются среди основной массы ровной, иногда раковистой поверхностью и обычно относительно крупным размером.

В одних случаях они довольно тесно связаны с основной массой и окружающие блоки или бугорковые агрегаты внедряются в них по периферии, вследствие чего их контуры неровные; иногда внутри наблюдаются отдельные слабо проявляющиеся блоки и бугорки. Происхождение таких образований может быть различным: либо это сколы крупных кристаллов и их агрегатов, либо участки фибрового халцедона, не обнаруживающие внутренней структуры.

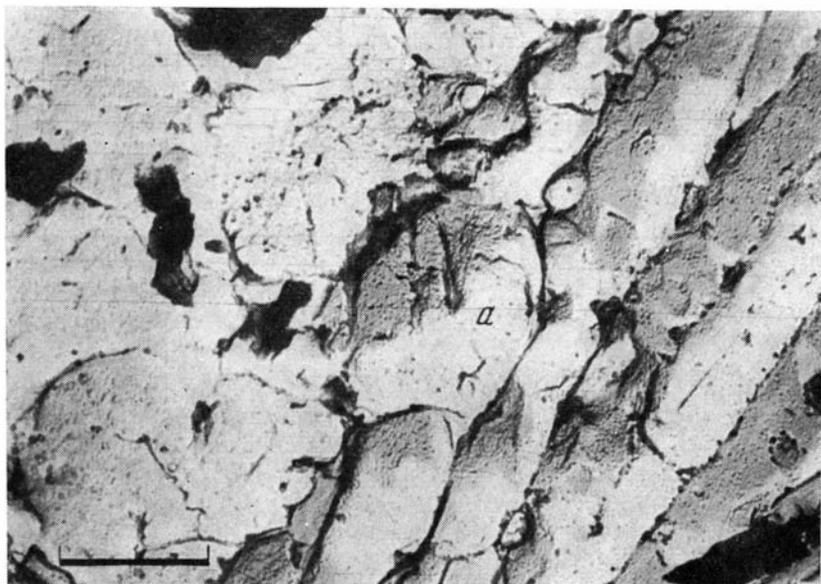
В других случаях (табл. XX—1, 2) литоидные фрагменты менее связаны с основной массой, их границы более резкие и «независимые», форма — угловатая, удлинённая, овальная или неправильная. По-видимому, это мельчайший детрит, в основном, очевидно, органогенный, что согласуется с наблюдениями в шлифах. Размер фрагментов от 0,5 до 5,5 мк. Чаще они рассеяны, но иногда образуют скопления.

2. **Призматические агрегаты**. Встречены две их разновидности, отличающиеся морфологией и относящиеся к разным минеральным видам.

Первая разновидность (табл. XX—3, 4) — призмы, по-видимому, кремнистого состава, так как обнаружены в препаратах из высококремнистой породы, где, по данным световой оптики, много радиально-лучистых выделений халцедона. Они удлинённые, не очень правильные, размером от $0,15 \times 1$ мк до $0,8 \times 4$ мк, обычно рельефные, но иногда проявляются на субпланарной поверхности лишь в виде параллельных линеаментов, разделённых цепочками мельчайших глобуль. В образцах, где основные породообразующие частицы имеют обтекаемую форму вследствие коррозии (апоновакулитовый тип), ребра призм сглажены, а грани несколько корродированы. Вообще поверхность «призм» имеет тот же характер, что поверхность других частиц препарата: она бывает и гладкой, и губчатой, и шершавой.

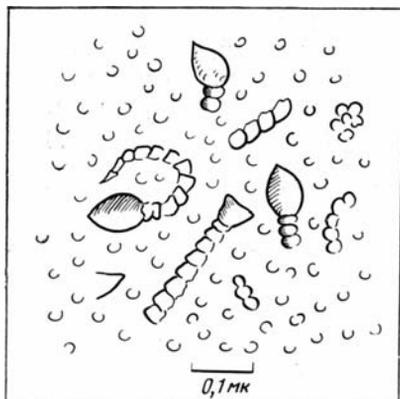
«Призмы» всегда образуют разной величины агрегаты, располагаясь субпараллельно или веерообразно и довольно плотно прилегая одна к другой. Иногда ими сложены тонкие (до 3—6 мк) «корки» на кристалло-морфных агрегатах, развитых среди агрегатно-глобулярной массы, причем эти корки имеют местами двух- или трехслойное строение (табл. XX—4).

¹ Название взято у А. П. Петровского и В. А. Шитова (1969).



Фиг. 9. Плохо окристаллизованные призмы фосфата кальция, сохранившие следы первичного зернистого строения (а)

Обр. 3866. Фосфатизованный участок во фтаните. S. Северные Мугоджары



Фиг. 10. Детали губчатого рисунка поверхности фосфатных частиц

Рисунок с электронномикроскопического снимка. Обр. 3866. Фосфатизованный участок во фтаните. S. Северные Мугоджары

Они очень похожи на более крупные кварцево-халцедоновые образования, наблюдаемые в поляризационном микроскопе, и, вероятно, имеют то же происхождение и состав.

Вторая разновидность — фосфатные призмы. В предыдущей работе (Хворова, Дмитрик, 1969) мы ошибочно определили их как халцедоновые. Изучение большого материала показало, что они встречаются только в препаратах из кремнистых пород с высоким содержанием фосфата, особенно обильны они в фосфоритовых конкрециях, где и в световом микроскопе видны многочисленные агрегаты призматических кристалликов апатита. Таким образом, нет сомнений, что рассматриваемые образования имеют фосфатный состав.

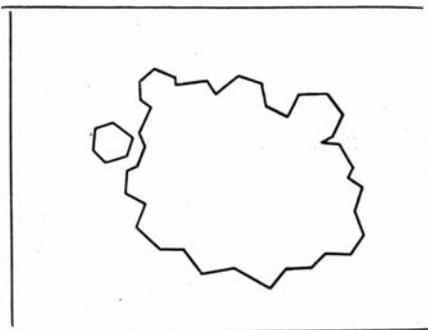
Это шестоватые, обычно сильно удлиненные, реже короткие призмы размером от 0,15 до 0,4 мк в поперечнике и от 1—2 до 4—6 мк в длину. Призмы шестигранные, что хорошо видно в поперечных сечениях; однако иногда кристаллографическая огранка выражена плохо, призмы имеют несколько обтекаемую форму, осложнены пережимами и состоят из удлиненных полуслившихся зерен, среди которых встречаются и отдельные хорошо обособленные (фиг. 9). Здесь мы видим начало формирования призм из субколломорфных, зерновидных частиц.

Поверхность призм в одних препаратах губчатая: они густо усеяны мельчайшими полусферическими ямками, представляющими отпечатки глобуль. Глобули часто образуют цепочки, палочки и извилистые нити, на концах которых иногда наблюдаются овальной формы выросты (фиг. 10) такие формы очень похожи на остатки микроорганизмов, причем размеры их слишком малы даже для бактерий. В других препаратах губчатость незаметна, но все же гладкая поверхность встречается редко, так как на ней много мелких бугорков и «вмятин» (табл. XXI—1).

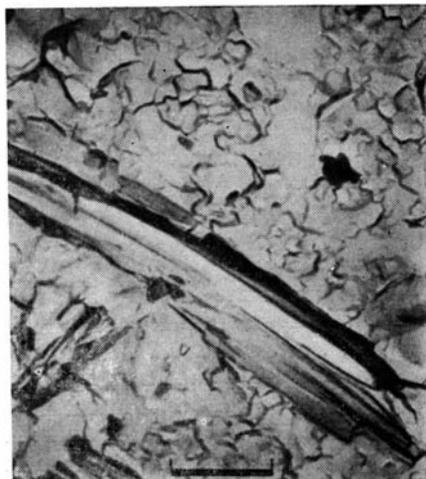
Призмы всегда слагают агрегаты, в плане имеющие веерообразную или округлую форму (табл. XXI—1, 3). Многие агрегаты состоят из шестоватых образований (0,6 мк в поперечнике), в свою очередь представляющих пучки тонких (0,1—0,15 мк) призм. В поперечных сечениях агрегатов кристаллическая огранка вырисовывается лишь с периферии; внутренняя часть агрегата гладкая, и кристаллическая структура здесь не проявляется или выражена очень неотчетливо (фиг. 11; табл. XXI—2).

Как указывалось, призмы часто образуют сферолиты, достигающие иногда 15 мк в поперечнике. В одних случаях рост призм начинается как бы из точки (табл. XXI—3), в других хорошо выражено «ядро», образованное скоплением слабо ограненных фосфатных зерен (табл. XXI—4). Там, где фосфатных агрегатов много, наряду со сферолитами встречаются различно ориентированные более мелкие и неправильные агрегаты призм, вследствие чего возникает весьма сложный рисунок (табл. XXI—2).

3. Карбонатные ромбоэдри¹ (табл. XXII). Они бывают плоскими, когда видна лишь одна грань кристалла или его разрез, и рельефными, когда часть кристалла возвышается над поверхностью скола; при этом выступают обычно три его грани (табл. XXII—1, 2). Размер встречав-

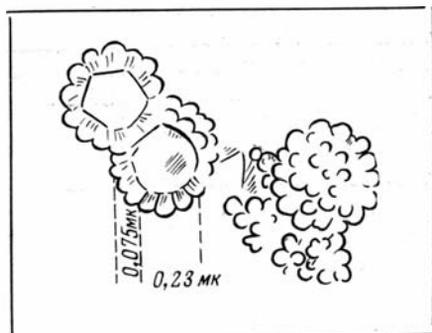


Фиг. 11. Форма призматического агрегата в поперечном сечении
Схематизированный рисунок со снимка



Фиг. 12. Пластинчатая частица (гидрослюда?)

Обр. 147. Глинистый фтанитоид. D₃¹. Южный Урал



Фиг. 13. Схема строения фрамбидов пирита

¹ Состав определен с помощью светового микроскопа; встречаются как кальцитовые, так и доломитовые ромбоэдри.

шихся ромбоэдров: от 3 до 12 $\mu\text{м}$, т. е. они много крупнее кремнистых частиц, в массе которых развиты. Как правило, ромбоэдры идиоморфны, поверхности их ровные, и на них нередко тонким узором отпечатана структура вмещающей кремнистой массы.

Часто можно наблюдать разрушение ромбоэдров и замещение их кремнистым веществом. Иногда замещена внутренняя часть кристалла и он приобрел специфическую «зонарность» (табл. XXII—4); разрушенная зона «соединяется» с вмещающей породой тонкой трещинкой. Обычно, однако, ромбоэдр замещается с периферии, переходя в агрегат кристалломорфных частиц (новакулитовые и субпланарно-мелкоблоковые участки), при этом контуры ромбоэдра постепенно исчезают. Иногда по ромбоэдру происходит образование кристалломорфной массы кремнезема (новакулитовый рисунок), отличной от слагающей основную породу (субпланарно-мелкоблоковый или субпланарно-мелкобугорковый рисунок).

4. **Пластинчатые частицы (слоистые минералы).** На сколах они имеют удлиненную пластинчатую форму с «тонколистовой» внутренней текстурой (фиг. 12), отражающей спайность (по 001); размеры пластинок от очень мелких ($0,13 \times 1 \mu\text{м}$) до относительно крупных ($1 \times 5,5 \mu\text{м}$). Пластинки, особенно крупные, бывают слегка изогнутыми и местами расщепляются, преимущественно на концах. В отрывах имеют вид неправильных, угловатых, часто удлиненных частиц. От окружающей кремнистой массы резко отличаются формой, а иногда и большей величиной. Там, где рассматриваемые пластинки присутствуют среди кристалломорфного кварца, кристаллы «приспособлены» к ним.

Встречены в препаратах из образцов, обогащенных гидрослюдистым веществом, что позволяет отнести их к слюдяным минералам (гидрослюды).

5. **Агрегаты октаэдров пирита** (табл. XXIII—1—4). Кристаллы имеют четко выраженную октаэдрическую форму. Размер их от 0,15 до 0,20 $\mu\text{м}$. Они образуют резко выделяющиеся среди основной массы округлые агрегаты величиной в 2—3 $\mu\text{м}$. Форма кристаллов и сравнение с электронномикроскопическими снимками, полученными с пиритных агрегатов (Honjo a. oth., 1965), не оставляют сомнений в том, что это пирит; такой вывод согласуется и с данными изучения образцов в шлифах.

Кроме агрегатов, состоящих из идиоморфных кристалликов, встречаются и более сложно построенные. Кристаллики в них обросли тонкой корочкой (0,075 $\mu\text{м}$), состоящей из ряда мелких глобуль (фиг. 13). Внутренние кристаллические ядра видны лишь на некоторых расколах, обычно же агрегат выглядит в виде скопления мелкоглобулярных комочков, напоминающих малиновую ягоду (табл. XXIII—3, 4).

Судя по форме кристаллических ядер и общему виду агрегатов, это тоже пирит, но кристаллы его здесь покрыты «глобулярным чехлом». По поводу природы сходных агрегатов пирита, получивших в немецкой литературе название Rogenpyrit, а в английской — framboids (Honjo a. oth., 1965), существуют разные точки зрения. Одни исследователи связывают такие образования с бактериальной деятельностью, другие считают их продуктом кристаллизации геля сульфида железа.

6. **Шариковидные тела неясного происхождения.** Они выделяются на снимках более темным цветом, чем основной фон препарата (табл. XXIII—5—7). Размер их от 1,5 до 3 $\mu\text{м}$. Обычно на таком темном шарике наблюдаются одно или два неправильно округлых или овальных светлых пятна, по-видимому, это отверстия. Очевидно, шарики были полые и представляли собой своеобразные, очень тонкостенные пузыри. Наблюдается слипание и слияние двух пузырей. Иногда внутри них видны темные удлиненные фрагменты с пирамидообразными заостренными вершинами. Поверхность пузырей либо гладкая, либо с небольшими выростами.

Возможно, пузыри представляют собой остатки каких-то микроорганизмов.

МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛАВНЫХ ТИПОВ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (СИЛИЦИТОВ)

Необходимо кратко сказать, что мы понимаем под главными типами силицитов. Так как каждая группа осадочных пород обладает особенностями, определяющими разнообразие составляющих ее членов, абсолютно одинаковой схемы типизации для всех групп быть не может. Ближе всех к силицитам по условиям формирования стоят карбонатные породы, но и они во многом отличны. Прежде всего карбонатные породы представлены очень разнообразными органогенными разновидностями, что зависит от богатства форм, обладающих известковым скелетом; это обстоятельство сказывается на структуре пород, в частности на гранулометрической характеристике. Существует также разделение пород в зависимости от содержания посторонней примеси и величины слагающих частиц. Эти два последних классификационных признака стандартизованы для всех осадочных образований, включая и силициты.

Что касается других признаков, то кремнистые породы обладают определенной спецификой. Органогенные разновидности силицитов представлены по существу лишь тремя типами: радиоляриями, спонголитами и диатомитами; широко распространены породы без органических остатков, причем многие считают, что органогенная структура исчезла в процессе литификации осадка. В зависимости от минеральной формы поро-

Таблица 4
Типы кремнистых пород

Происхождение	Органогенные остатки (целые раковины, детрит)			Органогенные остатки редки или отсутствуют	Преобладающий минеральный состав
	Диатомовые	Радиолярии	Спонгии		
Первично осадочное	Диатомиты	Океанские опоки		Опоки, порцеланиты, океанские опоки. Опоковидные силициты	Опал Кристобалит
				Фтаниты	Кварц Халцедон
				Яшмы	Халцедон Кварц
				Новакулит. Шунгитовый фтанит	Кварц
Постседиментационное *		Кремни		Флинты Кремни **	Кварц Халцедон

* Конкреционные кремни.

** Могут быть замещенные кремнеземом первично известковые раковины.

дообразующего кремнистого вещества силициты делятся на кварцевые, халцедоновые и кристобалитово-опаловые, причем, естественно, между ними существуют переходы. В отношении размера слагающих частиц — минеральных и органогенных — силициты характеризуются преобладанием тонких разностей; среди них очень много пород, существенную часть которых составляет микро- и криптокристаллический кремнезем. Большую роль в формировании кремнистых пород имеют вторичные, постседиментационные процессы; они сказываются как в переходе одной минеральной формы SiO_2 в другую, так и в замещении кремнеземом карбонатов, причем значение последнего процесса пока что мы оценить не можем. Наконец, кремнистые породы приобретают специфические черты в зависимости от присутствия некоторых примесей, влияющих и на облик пород и на их микроструктуру. Поэтому издавна выделялись такие породы, как яшмы (примесь окисного железа) и фтаниты или лидиты (обогащенные углеродом).

Таким образом, сейчас главные типы кремнистых пород нам представляются в следующем виде (табл. 4).

В таблице отражено положение главных типов кремнистых пород, микроструктура которых была изучена. Кроме того, рассмотрена микроструктура своеобразных осветленных силицитов, развитых в некоторых фтанитовых толщах.

Диатомиты, опоки, опоквидные силициты

Здесь рассматриваются существенно опаловые и кристобалитово-опаловые породы, известные как опоки, диатомиты, порцеланиты или близкие к ним образования. Среди изученного материала были: 1) опоки и диатомиты из верхнего мела и палеогена Саратовского Поволжья и Западно-Сибирской низменности, 2) миоценовые порцеланиты Калифорнии и опоки Камчатки, 3) третичные кремнистые породы из Тихого океана.

1. **Диатомиты.** Светлая легкая некрепкая порода с землистым изломом. Состоит из разнообразных по форме скорлупок диатомей, их обломков и тонких спикул губок (меньше), заключенных в глинисто-опаловой массе. Сохранность органических остатков хорошая.

Микроструктура¹ неоднородная — колломорфная и хлопьевидная (табл. XIV—2, XXIV—1, 2). Много остатков диатомей (табл. XXIV—3, 4), раковинки которых, как и основная хлопьевидная масса, имеют губчатую поверхность; на них наблюдаются глобулы и червячкообразные тельца.

Кристалломорфные кремнистые частицы отсутствуют, но среди колломорфной массы резко выделяются отдельные агрегаты столбчатых идиоморфных кристаллов (табл. XXIV—5). Уверенно идентифицировать их не удалось, но в рассматриваемых отложениях часто встречаются цеолиты; вероятно, и встреченные кристаллы принадлежат им; по форме они похожи на натролит.

2. **Опоки.** Породы серые, коричневые разных оттенков и светлые до почти белых, легкие, разной крепости с раковистым или землистым изломом. Иногда заметны многочисленные тонкие (около 1 мм) ходы червей.

Состоят опоки из опаловой массы, почти изотропной или слабо и неравномерно поляризующей вследствие частичной раскристаллизации в криптокристаллический α -кристобалит, устанавливаемый методом ИК-спектроскопии. В том или ином количестве присутствует глинистая при-

¹ Достаточно хороший препарат удалось получить лишь из одного образца диатомита кроме наших снимков использованы снимки диатомитов, любезно присланные В. А. Копейкиным.

мель (выбирались образцы с незначительным ее содержанием) и рассеяны редкие алевритовые и песчаные зерна. В платформенных опоках это кварц, полевые шпаты, слюда, очень редкие осколки бурого вулканического стекла и фрагменты, похожие на пемзу. В геосинклинальных опоках больше плагиоклазов и вулканического стекла, хотя многие образцы по составу обломочного материала мало отличаются от платформенных. Из диагенетических минералов характерны глаукоцит, пирит и цеолиты. Встречаются остатки диатомей разной сохранности, реже спикулы губок. Опоки бывают как бескарбонатными, так и с примесью тонкозернистого кальцита; в последних рассеяны раковинки фораминифер и их детрит.

Микроструктура опок сложная. В основном она глобулярная — на одних участках довольно однородная, микропелитовая (табл. X—I), на других осложненная присутствием либо более крупных глобуль и их агрегатов (табл. IX), либо удлинённых палочко- и прутиковидных частиц (табл. XII, XIII). Встречаются также участки колломорфного строения (XXV—I). Для многих образцов очень характерно сгустково-глобулярное (табл. XIV—I) или микрофрагментарное (табл. XXV—2) строение. Порода здесь состоит из неправильных, обтекаемой формы сгустков (0,5—1 *мк*), частично слившихся, или из более угловатых частиц, похожих на детрит (1—5 *мк*); все они имеют тонкую глобулярную структуру. Обращает на себя внимание тот факт, что подобные сгустковые и фрагментарные образования обильны в образцах, где много визуально заметных тонких ходов. Возможно, что переработка опалового осадка рожущими животными способствовала развитию упомянутых образований.

В основной глобулярной массе опок постоянно присутствуют фрагменты (1,5—4 *мк*), представляющие собой минеральный или органический детрит. Попадаются агрегаты пиритных октаэдров (фрамбонды) и призматические кристаллы цеолитов. В препаратах из карбонатных опок обнаружены кокколиты и их обломки (табл. XXV—3), но кальцитовые кристаллы отсутствуют.

При электронномикроскопическом исследовании не встретились отпечатки диатомей, но в одном образце было много образований, которые условно можно рассматривать как разложившиеся органические остатки (диатомей?). Форма их овальная, линзовидная, неправильно-округлая и сложных очертаний. Размеры от 4—5 до 12—15 *мк*. Состоят они из плотной массы мельчайших (0,05—0,15 *мк*) полуслившись цепочек глобуль и палочек, часто ориентированных перпендикулярно контурам фрагмента. Его внутренняя часть, как и пространство между фрагментами, «заполнено» более сводобно лежащими прутиковидными частицами (табл. XXV—5). Возможно, такой рисунок определяется сетчатым или пористым строением фрагмента, сейчас утратившим четкую первоначальную форму. В том же образце встречены единичные кольцевидные, явно органические образования; местами они частично замещены глобулярным агрегатом (табл. XXV—4).

В платформенных опоках не обнаружены кристалломорфные частицы кремнистого состава, но в геосинклинальных — нередки скопления хорошо ограненных кристалликов кварца. Иначе говоря, здесь, как и следовало ожидать, кристаллизация вещества происходит быстрее.

3. Океанские опоки. Бурение, а также траление на склонах желобов и поднятий показали, что в океанах широко развиты третичные и мезозойские кремнистые породы. Многие из них по внешнему виду и минеральному составу (кристаллитово-опаловому) можно отнести к опокам, хотя между ними и типичными опоками есть некоторые отличия.

Среди имевшихся в нашем распоряжении пород выделяются две разности.

а. Светлая, розовая и белая, порода с матовым раковистым или землистым изломом, гигроскопичная, легко царапается ножом. В шлифе

видно, что она состоит из криптозернистой, слабо поляризирующей кремнистой массы с низким показателем преломления (кристобалит-опаловой), в которой иногда рассеяно большое количество остатков радиолярий; раковинки обычно растворены, и мы видим их слепки (в виде шариков и башенок), состоящие из радиально-лучистого или зернистого халцедона и кварца. В основной массе различаются также многочисленные иглы радиолярий и тонкие спикулы губок. Диатомовые отсутствуют. Как обычно в океанских осадках, здесь много мелкого костного детрита.

Терригенная примесь почти отсутствует, во всяком случае нет ни алевроита, ни песка.

Микроструктура сходна с таковой опок. Характерны колломорфные, сгустково-глобулярные и глобулярные микроструктуры (табл. XXVI), но в образце верхнеюрской породы наблюдались участки, в пределах которых уже начинается перекристаллизация кремнезема (табл. XXVI—2). Нередко встречаются удлинённые частицы, образующие клубки (XIII—3) и неправильные агрегаты. Много мельчайшего (5 мк) детрита (табл. XX—2), а в некоторых образцах — и кокколитовых фрагментов. В одном препарате встретились уплощенные ветвящиеся образования толщиной около 0,7 мк (табл. XXVI—3), похожие на фрагменты трабекул из конхиолинового вещества перламутрового слоя раковин; вещество это было получено при декальцификации раковины и изучалось с помощью электронного микроскопа (Gregoire, Voss-Foucart, 1970). Возможно, встреченные нами образования тоже являются органогенными остатками.

б. Серая тонкослоистая порода, внешне похожая на некоторые разновидности фтанитов, но гигроскопичная и нетвердая (царапается ножом). Состоит она, как и рассмотренная выше, из криптокристаллической кремнистой массы с низким показателем преломления, но более раскристаллизованной и содержащей прожилки и мелкие агрегаты халцедона. Органические остатки здесь те же. В небольшом количестве присутствует органическое вещество.

Микроструктура на одних участках сходна с типично опокковой, на других — она агрегатно-глобулярная (субпланарно-бугорковая поверхность), похожая, как увидим, на микроструктуру фтанитов.

От типичных как платформенных, так и геосинклинальных опок рассмотренные породы отличаются обилием радиолярий и более высококремнистым составом (отсутствием обломочного материала). В этом отношении они ближе к геосинклинальным радиоляритам, отличаясь от них, однако, минеральной формой кремнистого вещества и микроструктурой.

4. Океанские опоквидные силициты. Они белые и розовые, внешне похожие на океанские опоки первой разновидности, но более твердые (нож не оставляет царапин). Состоят породы из криптокристаллического кремнезема, преимущественно халцедона, как показывают данные инфракрасной спектроскопии; в криптокристаллической массе рассеяны многочисленные мелкие (0,01—0,02 мм) кристаллики кварца и халцедона, образующие также прожилки и агрегаты. Участками порода более крупно раскристаллизована, имеет сгустковое строение и в ней различаются розетки халцедона. Иногда обильны остатки радиолярий. Попадаетея костный детрит.

Микроструктура неоднородная. Основным породообразующим компонентом являются глобулы микропелитовой размерности (0,075—0,125 мк). Участки, где они располагаются беспорядочно, соседствуют с участками, на которых глобулы ориентированы субпараллельно, образуя лучистые веерообразные агрегаты прихотливой формы. Наблюдается «стыковка» несколько различно ориентированных лучистых агрегатов (табл. XXVI—4) и обрастание ими посторонних частиц (литоидных фрагментов, кристаллов). Глобуль образуют также округлые и неправильные сгустки различ-

ных размеров (табл. XXVII—2). Изредка встречаются кристалломорфные участки и детрит, преимущественно кокколитовый (табл. XXVI—6).

Микроструктура рассматриваемых силицитов отличается от таковой океанских опок заметно лучше выраженной «индивидуализацией» частиц; колломорфные структуры и плохо оформленные хлопьевидные агрегаты здесь отсутствуют или редки, так же не встречаются цепочечно-глобулярные образования. Кроме того, глобули местами приобретают, хотя и несовершенную, но кристаллическую огранку (псевдоглобулярная структура), и, что особенно характерно, часто группируются в субпараллельные лучистые агрегаты; здесь мы видим, вероятно, начало формирования волокнистой разности кремнезема.

Фтаниты, фтанитоиды

К фтанитам (лидитам) обычно относят темные кварцево-халцедоновые слоистые кремнистые породы, обогащенные в той или иной степени органическим веществом, определяющим их окраску. Типичными представителями, с которыми можно сравнивать другие темные кремнистые породы, являются ордовикско-силурийские геосинклинальные силициты «фацции граптолитовых сланцев».

Фтаниты обладают особенностями химического состава, отличающими их от другого широко распространенного типа силицитов — яшм (Хворова, 1968). Вместе с тем известны похожие на фтаниты породы, в химическом составе которых есть небольшие и характерные отклонения, приближающие их к яшмам. Такие породы, занимающие в этом отношении как бы промежуточное положение между фтанитами и яшмами, но ближе стоящие к первым, будем называть фтанитоидами, рассматривая их как разновидность фтанитов.

Без специальных исследований фтанитоиды не всегда отличимы от фтанитов, и поэтому мы вынуждены рассматривать их совместно. Возможно, некоторые изученные образцы, называемые фтанитами, следовало бы определять как фтанитоиды, но данных для их точной диагностики у нас пока нет.

В одних случаях фтаниты и фтанитоиды слагают мощные толщи, почти лишенные карбонатного материала, в других они чередуются с известняками и сами часто содержат примесь кальцита и доломита. Отличаются рассматриваемые породы и составом фаунистических остатков; есть радиоляриевые, спонгиевые разности и породы, почти не содержащие органических фрагментов. Ниже мы рассмотрим несколько разновидностей фтанитов.

1. **Бескарбонатные радиоляриевые фтаниты**¹. В зависимости от содержания органического вещества они либо почти черные, иногда с синеватым или коричневым оттенком, либо — серые с зеленоватым или голубым оттенком. Породы твердые с раковистым изломом, от тонко до массивноплитчатых; тонкоплитчатые разности легко обесцвечиваются при выветривании, приобретая фарфоровидный облик. Во многих пластах хорошо выражена слоистость, обусловленная неравномерным распределением радиолярий, глины и органического вещества. Наблюдаются все переходы от почти чистых высококремнистых до сильноглинистых разностей. В девонских силицитах встречается детрит наземных растений, а в силурийских — граптолиты.

¹ Изучены на примере силурийских, франских и визейских (чанчарская толща) силицитов Южного Урала; франские силициты относятся к фтанитоидам, силурийские и визейские — к фтанитам.

Как показывает изучение шлифов, одни породы состоят из криптокристаллического кремнезема, в массе которого редко рассеяны остатки радиолярий (иногда их вообще нет), другие имеют менее однородную крипто-микрозернистую структуру, и в них много более крупных (до 0,02—0,04 мм) кристалликов, образующих мелкие агрегаты и прожилки. В таких породах больше остатков радиолярий и их детрита, изредка встречаются спикулы губок; органогенные фрагменты образованы относительно крупнокристаллическим кварцем и халцедоном, что делает породу в целом очень неоднородной. Последнее усиливается неравномерным распределением органического вещества, образующего сгустки и примазки; в общем оно сильнее обогащает криптокристаллические образцы и распределено здесь несколько более равномерно.

Микроструктура неоднородна, что проявляется даже в пределах одного препарата. Преобладают глобулярная (табл. VII), агрегатно-глобулярная и агрегатно-кристалломорфная структуры, реже встречаются гранулярные (табл. VI—3) и кристалломорфные участки. Четко выражена тенденция к образованию агрегатов. В девонских фтанитоидах, менее обогащенных органическим веществом, чем силурийские, кристалломорфная структура встречается чаще. Одни образцы фтанитов обладают микропелитовым и относительно однородным строением (табл. VII—2); по данным поляризационного микроскопа, это криптозернистые породы. Другие образцы неоднородны: в них соседствуют участки микро-, мелко-, реже среднепелитовые и попадает органогенный шлам (литойдные фрагменты); микропелитовый материал в этих образцах всегда имеет существенное значение.

В некоторых препаратах наблюдаются прожилковидные, неправильные и округлые участки кристалломорфного строения, связанные, по-видимому, с трещинками и порами. Размер кристаллов в них, как правило, крупнее, чем в основной массе, и иногда они имеют призматическую форму (табл. XX—4).

В породах встречаются фрамбоиды пирита, а в некоторых силурийских образцах много фосфатных призм и их агрегатов (табл. XXI).

В целом микроструктура рассмотренных фтанитов существенно отлична от таковой опок, хотя на отдельных участках — с глобулярным и агрегатно-глобулярным строением — они весьма сходны. Главное отличие — это довольно широкое развитие во фтанитах участков с зачаточной кристалломорфной структурой. Кроме того, здесь очень редки и неясны характерные для опок удлиненные палочко- и прутиковидные образования, а также крупные глобули. В одном образце франского фтанитоида было обнаружено большое количество не только глобуль и их агрегатов, но и палочковидных частиц (табл. X—2; табл. XI), похожих на те, что встречались в опоках. Однако во фтанитоиде эти частицы несут следы кристаллической огранки, а глобулярная структура соседствует с кристалломорфной. Глобули и их агрегаты здесь часто располагаются между хорошо оформленными кристаллами (фиг. 14).

2. **Бескарбонатные спонгиевые фтаниты**¹. Они темно-серые и черные, твердые, часто тонкослоистые, с характерным блестящим или матовым раковистым изломом. В шлифах видно, что одни прослой состоят из криптокристаллического кремнезема, в массе которого попадают единичные спикулы губок, другие — почти нацело образованы спикулами и их детритом (спонголиты). Всегда присутствует органическое вещество, причем его больше там, где меньше спикул губок. Бескарбонатные фтаниты (изучалась именно их микроструктура) тонко чередуются с известково-доломитовыми разностями. Карбонатный материал представлен как мельчайшими (0,003 мм), так и относительно крупными (0,15 мм) ромбо-

¹ Образцы из куруильского горизонта (визейский ярус) Южного Урала.



Фиг. 14. Фтанитоид. На кристаллах видны палочковидные частицы и глобулиты
Обр. 43/68, $\times 100\ 000$. D_3^1 . Южный Урал

эдрическими и неправильными зернами и агрегатами доломита и кальцита; иногда последний замещает спикулы губок.

Микроструктура глобулярная и агрегатно-глобулярная, похожая на таковую радиоляриевых фтанитов, особенно силурийских (более обогащенных органическим веществом). Местами наблюдается скопление мелких ($0,1\ \text{мк}$) и относительно крупных ($2-2,5\ \text{мк}$) овальных и округлых глобуль (табл. XXVIII—2), очень сходных с встречавшимися в опоках (см. табл. IX).

3. Карбонатные спонгиевые фтаниты¹. Внешне сходны с рассмотренными выше куруильскими силицитами. Состоят из неравномерно раскристаллизованной (крипто-мелкокристаллической) кварцево-халцедоновой массы, в которой всегда присутствуют мельчайшие зерна и более крупные (до $0,5\ \text{мм}$) ромбоэдры кальцита, часто корродированные. Многие образцы почти целиком образованы спикулами губок, но иногда они отсутствуют (или их мало). В некоторых прослоях породы несколько обогащены органическим веществом, но в значительно меньшей степени, чем куруильские спонголиты.

Микроструктура неоднородна. На одних участках она микропелитовая кристалломорфная, причем кристаллики ($0,15-0,20\ \text{мк}$) часто образуют агрегаты (табл. XIX—2), на других — агрегатно-глобулярная. Встречаются также скопления более крупных ($0,5-3,5\ \text{мк}$) кристаллов (новакулитовая поверхность). Всегда присутствуют ромбоэдры кальцита, в разной степени замещенного кристаллами кварца. В целом раскристаллизация кремнезема здесь лучше, чем в типичных фтанитах, но несравненно хуже, чем в яшмах. Возможно, что породу следует относить к фтанитоидам.

¹ Образцы из кизеловского горизонта (турнейский ярус) Среднего Урала.

4. Карбонатные фтаниты без породообразующих органических (остатков)¹. Внешне похожи на другие разновидности фтанитов, только здесь отсутствует тонкая слоистость, связанная с присутствием органического материала. В шлифах видна однородная кристолкристаллическая кремнистая масса, в которой иногда довольно много более крупных (0,01—0,02 мм) неправильных, волнисто угасающих зерен и агрегатов кварца и халцедона. Всегда отмечается то или иное количество карбонатного материала в виде мелких (0,01—0,02, редко 0,16 мм) кристаллов кальцита и доломита. В девонских образцах попадаются раковинки тентакулитов, их детрит, редкие остатки радиолярий и споры. В изученном менилитовом образце нет раковинного материала, но в литературе указывается, что в породах менилитовой свиты встречаются спиккулы губок и створки диатомей. Породы неравномерно, «пятнисто», обогащены органическим веществом, причем в доманиковых породах его больше, чем в изученном менилитовом образце, где его мало. Это, по-видимому, сказалось на микроструктуре, заметно отличающийся в обоих случаях.

Микроструктура доманиковых фтанитов неоднородная: участки микропелитовые — глобулярные и кристалломорфные (псевдоглобулярные) — соседствуют с участками агрегатного строения; форма агрегатов обычно неправильная, размер варьирует в больших пределах (0,5—5 мм), и местами в них отчетливо проявляется радиальная структура. Иногда много литоидных фрагментов (тончайший органический шлам?). На некоторых участках скопление округлых и овальных глобуль (0,25—0,5 мм); реже встречаются шарообразные частицы (1 мм) с бугристой почковидной поверхностью. Кристалломорфные участки очень редки, что отличает микроструктуру доманиковых фтанитов от многих других разновидностей этого типа пород; ближе всего их микроструктура к таковой силурийских фтанитов, с которыми они сходны и по содержанию органического вещества. Присутствие овальных и округлых глобуль позволяет видеть в породе реликты опоковой структуры.

Микроструктура менилитового фтанита — агрегатно-кристалломорфная; размер кристаллов 0,1—0,2 мм, а агрегатов 0,5—3 мм. Участками агрегатность выражена слабо и размер кристаллов крупнее (0,5—1 мм). Глобулярная структура не наблюдалась.

Менилитовый силицит по микроструктуре ближе всего к кизеловскому фтаниту (фтанитоиду?), но раскристаллизация кремнезема в первом проявилась еще полнее; вероятно, его тоже можно отнести к фтанитоидам.

Все рассмотренные фтаниты имеют существенно халцедоновый состав, и некоторые из них (менилитовые фтаниты) получили поэтому название халцедонолитов. В древних отложениях (нижний кембрий и докембрий) кремнистые породы — по внешнему виду и составу аналогичные фтанитам — состоят уже в основном из кварца (данные инфракрасной спектроскопии). Микроструктура их несколько отличается от типично фтанитовой. Ниже дана характеристика двух таких образцов.

5. Нижнекембрийские фтаниты Казахстана. Черная твердая порода с матовым раковинным изломом, трещиноватая, часто слоистая и плитчатая. Состоит из крипто- и микрокристаллической кварцевой массы, неравномерно пропитанной органическим веществом. В прослоях, обогащенных последним, иногда много хиолитов; встречаются слои с большим количеством радиолярий, но чаще органические остатки отсутствуют.

Микроструктура кристалломорфная, размер кристаллов 0,25—1 мм, они несколько крупнее, чем основная масса частиц, слагающих типичные фтаниты. «Упаковка» кристаллов неплотная. Они часто образуют неправильные агрегаты величиной до 3 мм (табл. XXVIII—1). Присутствие

¹ Образцы доманика (франский ярус) Ухты и образец менилитовой свиты (олигоцен) Карпат.

агрегатов и неплотная «упаковка» отличают микроструктуру от кристалломорфной микроструктуры яшм и новакулита.

6. Протерозойские шунгитовые фтаниты Карелии. Черные твердые породы с ровным оскольчатым или полураковистым матовым изломом. Состоят из двух основных компонентов: микрокристаллического кварца и метаморфизованного углеродистого вещества (шунгит). Распределены эти компоненты, как видно в шлифах, неравномерно, «пятнисто»; в кремнистых участках рассеяны мельчайшие зернышки углеродистого вещества, а в шунгитовых — часто наблюдаются включения кварца (размер около 0,01 мм).

Микроструктура глобулярно-кристалломорфная. Как было установлено В. И. Горловым, относительно крупные (1—2 мк) ксеноморфные кристаллы (кварц) здесь сочетаются с микропелитовыми глобулями (органического вещества), образующими агрегаты и прожилки среди кристаллической массы (табл. XVII—З).

Итак, если исключить из рассмотрения две последние разновидности пород (нижнекембрийскую и протерозойскую), то все фтаниты обладают сходной, хотя и не вполне аналогичной, микроструктурой. Для них характерно преобладание микропелитовых частиц (содержание которых, однако, меняется от образца к образцу), агрегатное строение вещества и широкое развитие глобулярной и зачаточной кристалломорфной микроструктур. Соотношение этих двух микроструктур в различных разновидностях фтанитов неодинаково. В одних — первая заметно преобладает над второй, в других — наоборот. Зависит это главным образом от обогащенности пород органическим веществом. В силурийских бескарбонатных радиоляриевых, визейских бескарбонатных спонгиевых и доманиковых карбонатных фтанитах глобулярная и агрегатно-глобулярная микроструктуры имеют особенно широкое распространение; все эти породы наиболее обогащены органическим веществом и, очевидно, являются типичными фтанитами. В чанчарских и франских¹ силицитах Южного Урала, содержащих меньше органики, чаще встречаются зачаточно-кристалломорфные участки, а в турнейских (кизеловских) — кроме того, появляется хорошо выраженный кристалломорфный элемент. В менилитовом образце глобулярные участки уже отсутствуют. Возможно, что перечисленные породы принадлежат к фтанитоидам. Таким образом, органическое вещество, очевидно, затрудняет формирование кристалломорфной структуры.

Осветленные силициты

В толщах силурийских фтанитов и франских фтанитоидов Южного Урала спорадически встречаются светлые породы, очень резко выделяющиеся цветом среди темных вмещающих отложений. Эти породы образуют то довольно мощные пласты и небольшие пачки, то тонкие (20—30 см) слои. Контакты первых с вмещающими породами видны редко. Иногда осветленные породы образуют линзы и пласты среди сильно перетертых фтанитовых сланцев, а иногда пачки светлых пород граничат с темными кремнистыми брекчиями по крутому тектоническому контакту. Что касается небольших слоев, то их границы с фтанитами очень резкие, подчеркиваемые пластовой отдельностью, и они дислоцированы согласно с вмещающими толщами. Заметим, что по внешнему облику и особенно по условиям залегания рассматриваемые породы отличаются от обычных выветрелых, обеленных фтанитов, развитых на доюрском пенеплене.

¹ Химический состав франских силицитов позволяет считать их фтанитоидами.

Можно выделить две разновидности осветленных кремнистых пород.

Первая разновидность обычно представляет собой яркую белую твердую породу с матовым раковистым или шершавым изломом и характерной кусковатой отдельностью. Иногда поверхность отдельности окрашена выделениями лимонита, а иногда гидроокислами марганца, причем местами последние образуют вдоль трещин натечные корки (наблюдалось в зоне тектонического контакта). Реже попадаются серые породы с причудливыми светлыми пятнами.

Рассматриваемые силициты, как и вмещающие фтаниты или фтанитоиды, бывают и массивными и слоисто-плитчатыми.

В шлифах видно, что порода состоит из однородной криптокристаллической кремнистой (кварцевой, судя по данным инфракрасной спектроскопии) массы, в которой наблюдаются тонкие прожилки микрокристаллического кварца и халцедона. В некоторых слоях много радиолярий, а иногда и обломков тонких спикул губок; органические остатки образуются более крупно раскристаллизованным халцедоном. В нескольких шлифах обнаружено большое количество мельчайших (0,005—0,05 мм) изотропных осколков с низким показателем преломления (стекло). В одном образце встречены мелкие агрегаты и прожилки эпидота, причем отдельные включения имеют форму ромбоэдров и, вероятно, образовались по карбонатным минералам.

В целом порода сходна с фтанитами (фтанитоидами), но отличается более тонко и равномерно раскристаллизованной основной массой, отсутствием органического вещества и в некоторых случаях присутствием тонкого цеппла.

Микроструктура неоднородна и несколько меняется от образца к образцу. Всюду большое значение имеет микропелитовая глобулярная структура, переходящая в агрегатно-глобулярную. Здесь же встречаются участки колломорфного (табл. XV—2, 3) и зернистого (табл. VI—2) строения; на поверхности зерен и в межзерновых пространствах местами наблюдаются скопления правильно сферических глобуль и их цепочечных агрегатов. Очень характерно присутствие частиц с прямоугольными очертаниями.

В некоторых препаратах много литоидных фрагментов (обломочный материал) и попадаются фрамбонды пирита. Иногда кристалломорфный элемент отсутствует, но местами в глобулярной массе выделяются скопления идиоморфных и субидиоморфных кристаллов (табл. XVII—1, 2) как очень мелких ($< 0,5 \text{ мк}$), так и более крупных (0,8—2 мк).

Сравнение с силурийскими и франскими кремнистыми породами показывает, что микроструктура осветленных силицитов хотя и близка к таковой вмещающих пород, но отличается некоторой спецификой. Основное отличие — это частое присутствие колломорфных и почковидных образований, причем размер и форма последних позволяют предположить, что они возникли от разрушения кристаллических форм, превращения их в скопление глобуль (табл. XVII—1, 2); начало этого процесса можно видеть в развитии на поверхности зерен отдельных мельчайших глобуль (табл. XV—3).

Вторая разновидность — это коричневато-серые, реже розовато-серые, нетвердые (чертятся ножом) пелитоморфные породы, внешне похожие на опоки. Они бывают массивными и имеют характерную кусковатую отдельность или микрослоистыми, плитчатыми. Условия залегания те же, что и у вышерассмотренных пород, и развиты они среди тех же толщ. Несмотря на небольшую твердость, эти породы, по данным инфракрасной спектроскопии, имеют кварцевый состав.

Изучение шлифов указывает на большое сходство с рассмотренными выше породами, но раскристаллизация кремнезема здесь еще тоньше, обычно присутствует органическое вещество ($C_{орг}$ до 1%) и чаще встре-

чаются слабоблинные разности, хотя есть и высококремнистые (SiO_2 — 94,45%; Al_2O_3 — 0,93%).

Микроструктура в общем сходна с микроструктурой пород первой разновидности, но кристалломорфные участки здесь имеют меньшее значение, и кристаллы мельче.

Мы не будем разбирать вопрос происхождения осветленных пород. Очевидно, они появляются в результате вторичного изменения фтанитов, с которым связаны вынос органического вещества и разрушение кристаллов. Подчеркнем, что оно протекало иначе, чем при обычном внутрипластовом растворении (апоновакулитовый тип поверхности): там происходила лишь коррозия поверхности кристаллов (табл. III — 1; табл. IV — 1), здесь же — формирование глобуль, т. е. более глубокое перерождение вещества.

Яшмы

Этот тип кремнистых пород освещен в литературе лучше других. Яшмы представляют собой очень твердую афанитовую породу, часто слоистую и плитчатую (от тонко- до массивноплитчатой). Цвета яшм различные, но преобладают темно- и сургучно-красные наряду с зелеными, лиловыми и желтыми разных оттенков; встречаются и черные яшмы, причем удавалось наблюдать их переход на коротком расстоянии в красные. Породы часто смяты в складки и разбиты многочисленными, местами едва заметными трещинками, заполненными светлым кварцевым агрегатом. Иногда можно видеть исчезновение тонкой слоистости и органогенной структуры на участках, прилегающих к трещинам, «залеченным» молочно-белым кварцем (фиг. 15).

Изучение пород с помощью поляризационного микроскопа показало, что, как и во фтанитах, одни прослой состоят из однородной массы крипто- реже микроструктурного кремнезема, другие имеют неоднородную структуру: в криптокристаллической массе присутствует то или иное количество более крупных (0,0075—0,02 мм) кварцевых зерен и агрегатов, часто с волнистым угасанием. Во многих шлифах видно, что они представляют собой мельчайший раковинный детрит или шлам (радиоляриевый, спонгиевый); фрагменты раковин иногда регенированы кварцем, вследствие чего возникают причудливые агрегаты и органогенные остатки теряют характерные для них очертания. В одних породах детрита мало, в других он породообразующий. Иногда в пределах шлифа наблюдается чередование криптокристаллических и шламовых слоев.

В яшмах часто присутствуют остатки радиолярий, то редко рассеянные, то многочисленные (радиолярит). Сохранность их местами превосходная, но чаще они частично или полностью растворены, и по ним образованы «слепки-шарики», состоящие из тонкокристаллического кварца или радиально-лучистого халцедона. Много реже встречаются спонгиевые яшмы.

В красных и розовых яшмах присутствует в разных количествах гематит, обычно в виде тонкой пыли. Почти всегда отмечаются чешуйки слюды.

Для яшм характерна кристалломорфная и субкристалломорфная микроструктура, при этом в одних случаях весьма однородная (микро- или мелкопелитовая), а в других — «разнозернистая», что согласуется с данными поляризационного микроскопа. Наиболее неоднородны шламовые разности с криптокристаллической связующей массой. Это определяется не только присутствием шлама, фрагменты которого на репликах иногда видны, но, очевидно, и более легкой перекристаллизацией участков с органогенной структурой. В таких образцах попадают литоидные фрагменты (табл. XX — 1) и агрегатно-кристалломорфные участки.

Поверхность кристаллов бывает и гладкой, и губчатой, и шершавой. Для некоторых яшмовых слоев, а иногда и целых свит (ишимские ордовикские яшмы) характерна коррозия кристаллов интерстиционными водами и переход кристалломорфной микроструктуры в субкристалломорфную и субгранулярную (табл. V).

В образцах с типичной кристалломорфной микроструктурой попадают участки неправильной или почти округлой формы размером до 7—8 мм, состоящие из сильно корродированных кристаллов, разделенных глубокими желобками. Здесь следы растворения локализуются на отдельных небольших участках в породе с прекрасно сохранившейся кристалломорфной структурой (табл. XXIX—1—3). Возможно, это ультрамикроскопические стиллолиты, возникшие в результате растворения под давлением. Округлая форма некоторых участков, по-видимому, связана с микроскопическими стиллолитовыми зубцами (поперечный скол). На гранях близлежащих кристаллов иногда наблюдается скопление мелких глобуль (табл. XXIX—4). Для образцов, где отмечались стиллолитовые образования, характерно также присутствие тончайших трещинок, заполненных кристаллами кварца и глобулями кремнезема (друзовидно-мелкобугорковая поверхность, табл. XVI). Таким образом, здесь в одном образце наблюдаются следы и растворения кремнезема и его переотложения.

Микроструктура яшм, как мы видим, существенно отличается от микроструктуры фтанитов. Для яшм характерны кристалломорфное строение и гораздо большая однородность; размер породообразующих частиц в яшмах сильно варьирует, но в общем микропелитовые разности здесь встречаются реже мелкопелитовых.

Микроструктурное изучение яшм показало, что уже после их литификации, после образования кристаллической кварцевой породы, в ней часто происходило существенное перераспределение кремнезема как в результате растворения пластовыми водами, так и локального растворения (под давлением). Растворенный кремнезем отлагался в пустотах в виде идиоморфных кристаллов и тончайших глобуль.

Среди изученных яшм было обнаружено несколько образцов с микроструктурой, отличающейся от типично яшмовой. К их числу относятся следующие.

а. Красная яшма из верхнего мела Камчатки. Обладает однородной, но более крупнокристаллической структурой, чем обычные



Фиг. 15. Яшма. Видны следы перекристаллизации вблизи трещин и исчезновение тонкой слоистости

О. Ишимская Лука. Нат. вел.

яшмы. Кристаллики кварца имеют размеры 4—5 мк и хорошо различимы в поляризационном микроскопе. Особенно отчетливо они выделяются там, где частично или полностью окружены окислами железа. В отличие от большинства яшм последние не рассеяны в виде тончайшей пыли, а концентрируются между зернами кварца, местами полностью их «окутывая».

На электронномикроскопических снимках видна кристалло- и субкристалломорфная среднепелитовая масса (кварцевая), причем между кристаллами часто наблюдается скопление пластинчатых кристалликов размером 0,1—0,2 мк, по форме отвечающих гематиту. Здесь наблюдается более совершенная раскристаллизация вещества, чем в большинстве яшм, так как кристалломорфную структуру приобрел и гематит.

б. Красные, розовые и темно-зеленые яшмовидные породы, переходящие в черные. Для них характерна трещиноватость, а на сколах видна очень мелкая брекчиевидность. Залегают они в виде пачки, содержащей линзы известняков, над сильно измененными актинолитизированными диабазами. В шлифах видно, что порода не равномерно раскристаллизована: одни участки микро-, другие — мелкокристаллические; наблюдается сеть пересекающихся трещинок, заполненных то относительно крупно-, то очень тонко раскристаллизованными кварцем и халцедоном, вследствие чего порода похожа на «микромилонит». Среди такой брекчиевидной массы встречаются криптокристаллические участки с остатками радиоларий (остатки первичной структуры). В небольшом количестве присутствуют гидроокислы железа, неравномерно окрашивающие породу и подчеркивающие ее брекчиевидность. Некоторые «обломки» состоят из крупных розеток халцедона; последние образуют также причудливые линзочки, причем розетки обращены внутрь линзочек.

Микроструктура неоднородная: участки суб- и кристалломорфные, мелкопелитовые (1—1,5 мк) здесь сочетаются с участками агрегатно-кристалломорфными и агрегатно-глобулярными (величина агрегатов 0,5—1 мк, кристалликов и глобуль — 0,075—0,15 мк). Мы видим, таким образом, что от типично яшмовой микроструктура отличается появлением элемента, характерного для фтанитов. Очевидно, последнее обстоятельство определяется появлением в основной массе яшмовидной породы значительного количества халцедона. Трудно уверенно объяснить, с чем это связано. Можно высказать лишь предположение, что кремнистый осадок первично содержал карбонатный материал (в толще есть линзы известняков), по которому шло образование халцедона, как это обычно и бывает.

Кремнистые конкреции

Кремнистые конкреции, как известно, очень часто встречаются среди карбонатных пород; присутствуют они так же в опоках, отличаясь от последних большей твердостью, что определяется иным минеральным составом (преимущественно халцедоновым). В литературе известно две разновидности конкреционных силицитов, получивших название флинтов и кремней (chert). Первые представляют собой очень плотную породу разных цветов, но обычно светлых; излом раковистый, тонкие осколки породы полупрозрачны и имеют острые режущие края. Флинты характерны для пясчег мела. При термическом анализе было установлено присутствие некоторого количества воды, что обуславливает потерю веса в интервале температур между комнатной и 100° (Buurman, Van der Plas, 1971). Кремни, в общем, похожи на флинты, но бывают и более темными, они менее плотные, не столь однородные, часто с занозистым

изломом, редко просвечивают в тонких сколах и не показывают указанного термического эффекта. Встречаются они в известняках и доломитах, менее тонко и менее равномерно раскристаллизованных, чем породы, вмещающие флинтные конкреции. Очевидно, характер карбонатного осадка, в котором образовались кремнистые конкреции, определил отличия флинтов и кремней.

Ниже дана микроструктурная характеристика конкреций из разных толщ.

1. **Флинты из океанских опок.** Светло-коричневая, розовая или светло-серая твердая порода с раковистым изломом, в тонких осколках полупрозрачная. Встречается в виде конкреций (а может быть, и линз) в светлых опоках, резко выделяясь среди них цветом и твердостью. Стоит, как показало изучение шлифов, из неоднородно раскристаллизованной крипто-микроструктурной халцедоновой массы, в которой местами много крупных причудливой формы участков и прожилков, образованных розетками халцедона. Коричневые и розовые породы неравномерно пронизаны тонкой пылью гидроокислов железа, часто сосредоточенных в мелких комочках. Там, где присутствуют гидроокислы, раскристаллизация кремнистого вещества хуже. Местами рассеяны халцедоновые слепки с раковинкой радиолярий. Встречается мелкий костный детрит. Иногда порода слегка карбонатна. В целом от вмещающей опоки порода отличается лишь иной минеральной формой кремнезема (халцедон, а не кристобалит и опал) и несколько большим содержанием железа.

Микроструктура глобулярная и агрегатно-глобулярная (табл. XXX—1), обычно микропелитовая. В некоторых препаратах (верхняя юра) многие глобулы приобретают кристаллическую огранку, причем для частиц характерны прямоугольные очертания (табл. XXX—2 и табл. XXXI—2); здесь же наблюдаются более крупно раскристаллизованные кристалломорфные участки (табл. XXXI—3). Местами агрегаты глобуль вытянуты в одном направлении, что, возможно, отражает зачаток фибрового строения (табл. XXXI—1). Встречаются литоидные фрагменты (раковинный шлам), а в известковистых образцах много кокколитов и кокколитового детрита (табл. XXXI—6). Часто встречаются тонкие (0,04—0,06 *мк*) и длинные (до 2 *мк*) палочковидные кристаллы, нередко образующие крестообразные сростки, характерные для филлипсита. Попадают также округлые и удлинённые, не вполне правильные образования с мелкобугорковой поверхностью (табл. XXXI—4, 5); размер их от 0,4 до 2,5 *мк* в поперечнике и от 2 до 5 *мк* в длину, реже крупные (до 11 *мк*). Вероятно, это какие-то органогенные остатки.

От микроструктуры океанских опок микроструктура флинтов отличается лучшей оформленностью глобуль (лишь изредка встречаются амёбовидные сгустки), редким присутствием удлинённых образований и появлением кристалломорфных участков.

2. **Флинты из пещего мела.** Серые и темно-серые, разных оттенков твердые образования с блестящим раковистым изломом, в тонких осколках светлые, полупрозрачные. Состоят в основном из халцедона, образующего крипто-микроструктурную довольно однородную массу, в которой различаются контуры то редко рассеянных, то более многочисленных раковинок фораминифер; внутренние части раковинок иногда выполнены опалом. Изредка попадают единичные кальцитовые ромбоэдри.

Микроструктура (табл. VIII—2) микропелитовая глобулярная (0,04—0,1 *мк*) и агрегатно-глобулярная (агрегаты размером 0,5—3 *мк*). Встречаются редкие небольшие кристалломорфные включения. В целом она сходна с таковой рассмотренного выше океанского флинта.

3. **Флинтовидные кремни из тонкозернистых известняков.** Изучались образцы из нижнего мела Карпат и триаса Памира, где кремни в виде конкреций и линзовидных прослоев развиты среди тонкозернистых известняков. Внешне кремни похожи на флинты: это тоже твердые серые и темные породы разных оттенков с блестящим раковистым изломом. Несмотря на большое сходство, они все же отличаются. Рассматриваемые кремни более трещиноваты и на изломе занозисты, кроме того, в тонких осколках они не бывают столь прозрачны. Изучение шлифов показало, что порода состоит из



Фиг. 16. Глобулярная микроструктура в кремнистой конкреции

Обр. 6. МГК. Ст. Карпаты

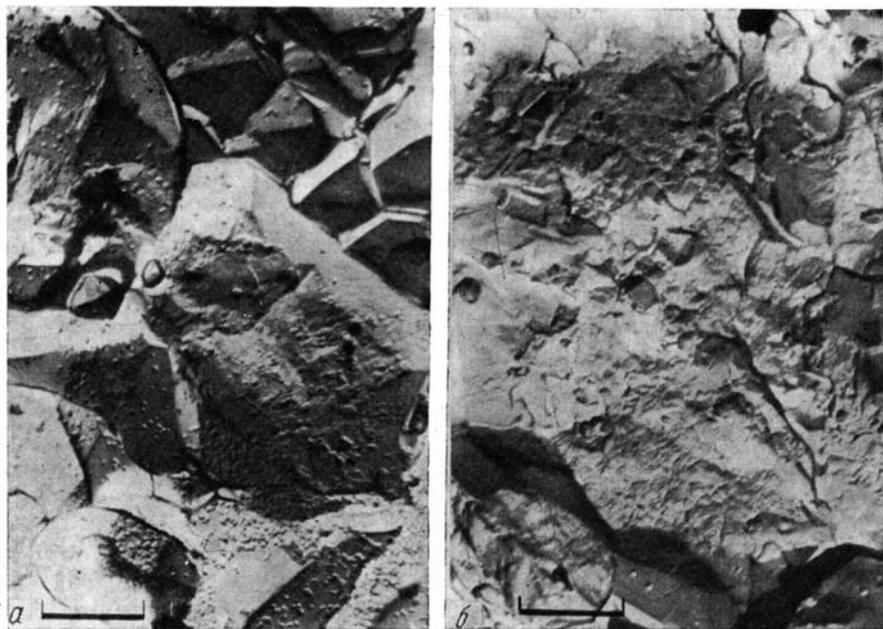
крипто-микрористаллического кремнезема, в массе которого обычно много более крупных (0,02—0,03 мм) агрегатов халцедона, и содержит большое количество остатков радиолярий. В некоторых образцах карбонатный материал отсутствует, в других рассеяны ромбоэдри доломита и кальцита разной величины (0,01—0,25 мм); иногда внутри них сохраняются контуры радиолярий. Многие ромбоэдры сильно корродированы и замещены халцедоном. В темных разностях кремней наблюдается неравномерное обогащение органическим веществом.

Микроструктура на одних участках, как и во флинтах, глобулярная или агрегатно-глобулярная (фиг. 16; табл. XVIII—2), на других — глобули приобретают огранку и возникают микропелитовая кристалломорфная и агрегатно-кристалломорфная структуры. В некоторых образцах последняя преобладает. Встречаются более крупно раскристаллизованные (0,5—4 мм) суб- и кристалломорфные участки. В карбонатных разностях много ромбоэдров (табл. XXII—1—4). В целом кристалломорфность вещества здесь выражена лучше, чем в типичных флинтах, но общий характер микроструктуры тот же.

4. **Кремни из доломитов докембрия.** Изучались желваковые кремни из доломитов рифея и венда Сибирской платформы (бассейн Нижней Тунгуски). Кремни светло- и темно-серые до почти черных с розоватым, лиловым и коричневым оттенками, сильно трещиноватые, оскольчатые на изломе. Породы в различной степени раскристаллизованы. Для изучения микроструктуры выбирались наиболее тонкие разности. Они состоят из крипто-микрористаллической кварцево-халцедоновой массы, иногда с рассеянными более крупными зернами и их агрегатами. При просмотре без анализатора в некоторых шлифах видна масса ромбоэдров, полностью замещенных кремнеземом.

В более тонкой разновидности пород микроструктура преимущественно микропелитовая глобулярная и агрегатно-глобулярная (табл. XXXII—5); участками на глобулях появляются следы кристаллической огранки. Встречаются небольшие участки кристалломорфного и субкристалломорфного строения. Попадают резко очерченные литоидные фрагменты.

В сильнее раскристаллизованных образцах преобладает кристалломорфная микроструктура, отличающаяся, однако, от микроструктуры новакулита неоднородностью кристаллов по размеру (0,25—3 мм) и менее плотной их «упаковкой». Поверхность некоторых граней «усыпана» глобулями (фиг. 17 — а) и их цепочечными агрегатами. Глобули иногда концентрируются и в промежутках между кристаллами. Попадают участки колломорфного строения (натековидная поверхность), причем создается впечатление, что это либо полностью разрушенные с поверхности



Фиг. 17. Микроструктура вендских кремней

a — кристалломорфная микроструктура; поверхность кристаллов усыпана глобулими; *б* — натековидная поверхность.

Обр. 1016. Платоновская свита. Нижняя Тунгуска

кристаллы, либо кристаллы, обросшие «натечной коркой» (см. фиг. 17—б).

5. Кремни из рудных горизонтов. Были изучены кремнистые породы, образующие линзы и желваки в тульском железорудном горизонте (описание кремней см. Епифанов, Козлечкова, 1967). Внешне это голубоватая или желтая порода с раковистым изломом. В шлифах видна кремнистая масса, сходная по структуре с той, что наблюдалась в других конкрециях. Здесь много остатков фауны с первично известковой раковиной, замещенной кремнеземом. Как правило, к ним приурочены более крупные кристаллики кварца и халцедона, что создает неоднородность структуры. Кроме того, в породе много розеток халцедона разной величины. Наблюдаются включения лимонита, часто приуроченные к поверхности раковин.

Микроструктура (табл. XXXII—4) в общих чертах сходна с микроструктурой других конкреционных кремней, но, если исключить некоторые декембрийские образцы, кристалломорфность выражена лучше. Здесь наблюдается соседство зачаточно-кристалломорфных (псевдоглобулярных) микропелитовых (0,1—0,2 мк) участков и участков кристалломорфных (новакулитовая и друзовидная поверхности), более крупно раскристаллизованных (0,4—3 мк). Последние часто имеют неправильно сферическую или прожилкообразную форму, причем размер кристаллов уменьшается обычно от центра к периферии.

Кроме рассмотренных образцов была изучена микроструктура кремней из марганцерудных горизонтов провинции Ориенте (Куба). Горизонты эти развиты среди эоценовых известняков и представляют собой измененные туфы, нижняя поверхность которых часто бывает неровной.

Кремни, получившие здесь название «баято», имеют вид «корявых» конкреционных образований разной величины (до 2—3 м), приуроченных, как правило, к низам рудных пластов, залегающих либо в туфе, либо в руде. Порода конкреций бурая и коричневая, иногда пронизанная руд-

ными жилками и жилками светлого кремнистого вещества. В шлифах наблюдается очень неравномерно раскристаллизованная кварцево-халцедоновая масса. Много мелких (0,045—0,08 мм) радиально-лучистых розеток, агрегаты которых покрыты тончайшими рудными корками. Такие «розетковые» участки заключены среди крипто-микрористаллической кремнистой массы.

Микроструктура похожа на таковую тульских кремней, хотя в микропелитовых участках кристалломорфность проявляется слабее и многие частицы имеют обтекаемую форму (табл. XVIII—1). Часто наблюдаются сфероидные образования. В целом микроструктура аналогична микроструктуре кремней, развитых в известняках и по известнякам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью репликового электронномикроскопического анализа (фрактографии), как мы видели, раскрываются такие черты строения пород, которые не доступны для наблюдения при иных способах исследования и которые, несомненно, помогут в комплексе с другими характеристиками понять особенности формирования силицитов. Мы не ставим здесь задачу рассмотреть эту проблему в целом и лишь проанализируем полученные сведения о микроструктуре пород с точки зрения возможностей постановки и решения некоторых генетических и классификационных вопросов.

1. Изученный материал позволил наметить определенный ряд микроструктур седиментационных силицитов, отражающий основную линию развития: переход от коллоидной и глобулярной структуры кремнистого вещества к относительно крупно- и хорошо раскристаллизованному.

Этот ряд начинается коллоидной, хлопьевидной и глобулярной микроструктурами, характерными для диатомитов и опок и свойственными неупорядоченной кристаллической структуре кремнезема (кристобалитово-опаловой). Реликты этой микроструктуры встречаются в некоторых образцах фтанитов.

Следующей микроструктурой в ряду является агрегатно-глобулярная и, по-видимому, гранулярная, формирование которых связано с процессами коалесценции (агрегации). В результате происходит, во-первых, увеличение размера глобуль и, во-вторых, образование их агрегатов, или глобулитов. Рост глобуль имеет подчиненное значение; по-видимому, этот процесс привел к формированию гранулярной структуры, которая не имеет, однако, широкого распространения. Образование агрегатов иллюстрируется изученным материалом гораздо ярче. Почти повсюду микропелитовая глобулярная структура сопровождается присутствием агрегатов. Преобладающей минеральной формой кремнезема в породах с этой микроструктурой является кристобалит (опоки) и халцедон (фтаниты).

Дальнейшее преобразование ведет к появлению сначала зачаточной кристаллоидной и агрегатно-кристаллоидной структур, а затем к развитию все лучше окристаллизованных частиц. Особенно распространены такие микроструктуры во фтанитах, породах кварцево-халцедонового состава.

Таким образом, как будто бы удается проследить изменение микроструктуры от опок к фтанитам. Связь последних с первыми подчеркивается присутствием во фтанитах реликтов типично опоковой структуры. Значит ли это, что фтаниты в седиментационно-диагенетическую стадию представляли собой полный аналог диатомитов и опок? Различный состав органических остатков и отличающийся химический состав не позволяют дать положительный ответ. Очевидно, изначальные осадки отличались. Но минеральный состав и ход преобразований кремнезема во фтанитах были, по-видимому, близкими к таковым в опоках. Осадок в обоих случаях

в диагенезе представлял собою хлопьевидную (см. табл. XIV—2, табл. XXIV—1, табл. XXV—1, табл. XXVI—1) и тонкоглобулярную массу, частицы которой постепенно приобретали все более четко выраженную индивидуальность и агрегатность. Структурные изменения связаны с процессом упорядочения кристаллической структуры кремнистого вещества.

Исключительный интерес в этом плане представляют экспериментальные исследования по трансформации аморфного кремнезема в стабильную фазу. Было установлено (Mizutani, 1966, 1967), что с повышением температуры и давления аморфный кремнезем постепенно переходил в кристобалит; после определенного времени (индукционный период) в исследуемых продуктах преобразования появлялся кварц, количество которого росло за счет исчезновения кристобалита. Продукты трансформации в ходе опыта изучались как с помощью рентгена, так и электронного микроскопа. Форма частиц изменялась вместе с изменением минерального состава. Аморфный кремнезем был представлен «облочными агрегатами»; кристобалитовая фаза показала присутствие тонкозернистых агрегатов, судя по фотографиям, иногда округлых (1—1,5 мк), состоящих из глобуль размером 0,075—0,15 мк. Форма и размер последних сходны с таковыми глобуль, являющихся существенной частью опок.

Обращает на себя внимание факт, что в агрегатах иногда отчетливо проявляется волокнистое или фибровое строение, что особенно характерно для некоторых опоковидных, но уже существенно халцедоновых пород. Волокна при этом состоят из «цепочек» плохо оформленных кристалликов и глобуль (табл. XXVI—4; табл. XXVII—1). Размер кристалликов около 750 Å. Это хорошо согласуется с данными минералогов, вычисливших, что размер кристалликов кварца, образующих волокна халцедона, находится в пределах 400—1000 Å (Милло, 1968, стр. 225). Обычно халцедоновые агрегаты не обнаруживают на репликах волокнистого строения. Вероятно, это связано с дальнейшим упорядочением кристаллической структуры халцедона, когда волокна и кристаллы внутри них сливаются в плотную массу, как это было установлено Р. Фолком и Ч. Уивером на примере чистых халцедонов.

2. Неоднократно ставился вопрос о механизме превращения опала кремневых скелетов в кварц. Было высказано предположение о трех возможных способах этого превращения: а) растворение опала и выпадение микрокварца из порового раствора; б) дегидратизация и кристаллизация опала раковин и в) превращение последнего в кремневый гель, который позже обезвоживался и кристаллизовался. Некоторые исследователи, например Макбрайд и Томсон (McBride, Thomson, 1970), изучавшие кремнистые породы Уачитской геосинклинали, полагали, что первый способ является главным, второй — имел меньшее значение, что же касается третьего, то нет доказательств его участия в формировании рассматриваемых авторами пород. По-видимому, трансформация биогенного опала в кварц могла происходить различно, но проведенное нами микроструктурное исследование показало, что третий из указанных способов имел очень широкое распространение и для многих типов пород был основным. Можно также считать, что и первый способ, связанный с растворением тонкого раковинного детрита, сопровождался выпадением из поровых вод не «микрокварца», а коллоидных частиц опала, являвшихся промежуточной фазой на пути формирования кварца.

3. Четко выявляется отличие между микроструктурой фтанитов и яшм. Яшмы — породы существенно кварцевые, обладают относительно равномерной кристалломорфной микроструктурой и в общем более крупным размером породообразующих частиц, чем фтаниты. За очень редким исключением, глобулярная и агрегатно-глобулярная структуры здесь отсутствуют. Даже кварцевые кембрийские фтаниты с существенно кри-

сталломорфным строением кремнезема обладают микроструктурой, отличающейся от яшмовой (сравни табл. II—1 и табл. XXVIII—1). Вместе с тем оба сравниваемых типа пород характеризуются одним комплексом органических остатков; общая структура, текстура и стратификация у них сходны. В ряде случаев эти типы пород развиты в формациях, весьма близких по составу, в частности, находятся в одних и тех же соотношениях с вулканитами. В общем, диапазон фациально-палеогеографических условий образования кремнистых осадков, из которых возникли фтаниты и яшмы, можно считать сходным. Иногда оба типа пород распространены в одной тектонической зоне и одинаково дислоцированы. Стратиграфическое положение не может определять микроструктурного различия; на Южном Урале, например, фтаниты имеют силурийский и позднедевонский возраст, а яшмы — среднедевонский.

Что же определяет различную микроструктуру кремнистого вещества фтанитов и яшм? Было высказано предположение, что яшмы либо изначально представляли собой не опаловый, а кварцевый осадок, либо раскристаллизация опалового вещества яшм в кварц в силу определенных причин происходит значительно скорее, чем обычно (Петровский, 1969). Сейчас мало данных для решения этого вопроса. Однако представляется, что большое влияние на ход раскристаллизации кремнезема оказывает состав примесей. В яшмах нет органического вещества и железо имеет окисную форму (гематит), фтаниты же в разной степени обогащены органикой. Характерно при этом, что чем выше в породах содержание последней, тем хуже раскристаллизована кремнистая масса породы. Отсюда можно сделать вывод, что обилие органического вещества затрудняет раскристаллизацию кремнезема. Более того, присутствие коллоидной органики, по-видимому, влияет на форму кремнистых частиц, очень сходную, как мы видели, с частицами разложившегося конхиолина.

4. В седиментационных кремнистых породах отражен не только процесс формирования кристалломорфной структуры, но и обратный ему процесс ее разрушения, причем оно проявляется по-разному.

Во-первых, наблюдается механическое разрушение частиц (образование субкристалломорфной микроструктуры). Во-вторых, происходит внутрисластовое растворение поверхности кристаллов интерстиционными растворами (возникновение субкристалломорфной и субгранулярной микроструктур). Часто оба эти процесса действуют совместно, приводя к сложной и неправильной микроструктуре (см. фиг. 3). В-третьих, наблюдается локальное растворение поверхности кристаллов (табл. XXIX) и переотложение растворенного кремнезема в трещинках и пустотах в виде как идиоморфных кристаллов, так и мельчайших глобуль. Все указанные изменения были встречены в яшмах.

Во фтанитах мы наблюдали иные микроструктурные преобразования: формирование сложных колломорфных агрегатов (табл. XV—2, 3). Такое преобразование сопровождалось выносом органического вещества и обелением породы.

5. Микроструктура конкреционных кремней вне зависимости от того, находятся ли они в опоках или в карбонатных породах (где кремнезем замещает карбонатные минералы), принципиально сходна. Прослеживается определенное развитие микроструктуры: от глобулярной и агрегатно-глобулярной к кристалломорфной и агрегатно-кристалломорфной. Это развитие сходно с тем, что наблюдалось в ряду: опока — фтанит. В результате среди кремнистых конкреций встречаются очень близкие по микроструктуре к опокам и фтанитам. Очевидно, такое сходство определяется близким минеральным составом (опалово-кристобалитовым и халцедоновым). Эмпирически было установлено, что в опоках и глинах при окремнении формируется преимущественно опал, а в известняках — халцедон (Милло, 1968, стр. 234, 235). Изучение микроструктур согла-

суется с этим, но возникает предположение, что развитию халцедона в карбонатных породах предшествовала опалово-кристобалитовая стадия. Доказательством может служить постепенный переход глобуль в кристалломорфные частицы при сохранении общего характера микроструктуры.

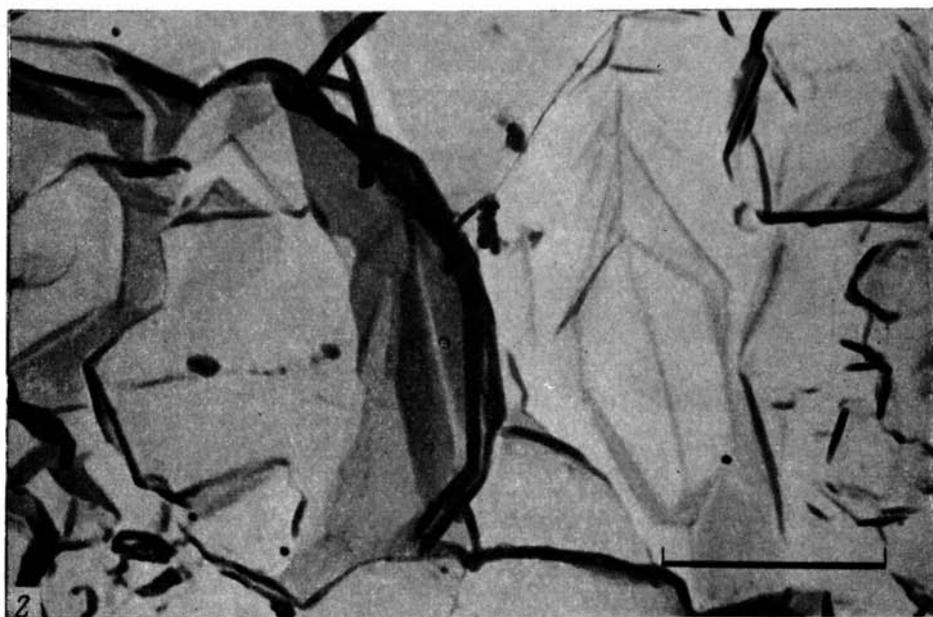
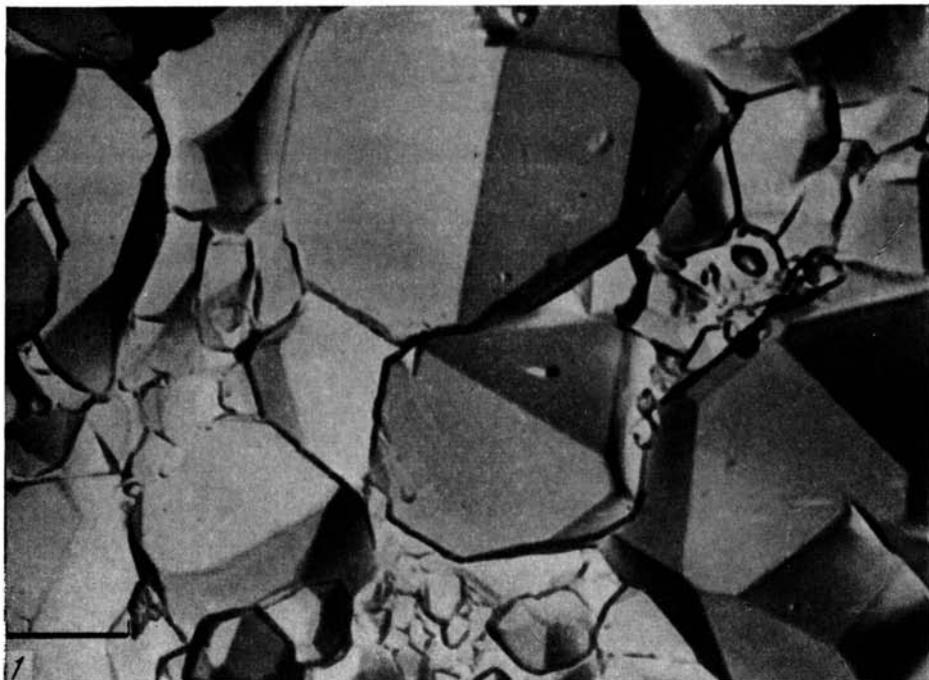
6. Микроструктура кремнистых пород может быть использована как дополнительный классификационный признак. Особенно это относится к двум наиболее распространенным типам силицитов: яшмам и фтанитам.

Одним из признаков яшм следует считать кристалломорфную микроструктуру или микроструктуру, возникшую от ее вторичного изменения (новакулитовый, субновакулитовый и апоновакулитовый типы сколовых поверхностей). По микроструктуре яшмы очень близки к новакулиту, хотя они отличаются внешним видом и менее чистым кремнистым составом. Как и у новакулита, основным породообразующим минералом в яшмах является кварц. Он составляет основную массу породы (матрикс); остатки радиолярий обычно образованы фибровым халцедоном. Как было показано, изредка встречаются яшмовидные породы с иной — глобулярно-агрегатной микроструктурой. Внешне и при изучении шлифов они неотличимы от яшм, и поэтому без электронномикроскопического исследования их диагностика затруднена. Пока электронная микроскопия не внедрена широко в литологию и не стала рабочим методом, подобные породы будут относить к яшмам, но правильнее, очевидно, их определять как яшмовидные силициты.

Микроструктура фтанитов разнообразнее яшмовой и отличается неоднородностью. Характерными ее признаками являются: широкое развитие глобулярного и зачаточно-кристалломорфного (псевдоглобулярного) строения вещества и хорошо выраженная тенденция образовывать агрегаты. Преобладающей минеральной формой кремнистого вещества во фтанитах является халцедон. Метаморфизм приводит к образованию кварцевых фтанитов с кристалломорфной микроструктурой, но она, как было показано, заметно отличается от яшмовой. Таким образом, микроструктуры яшм и фтанитов отличны и могут быть использованы при диагностике пород.

- Авербаев Н. А.* 1969. Изучение микроструктурных особенностей кремнистых пород ордовика Байконурского синклиория на электронном микроскопе.— Вестн. АН КазССР, № 6.
- Берестнева З. Я., Корецкая Т. А., Каргин В. А.* 1949. Электронномикроскопическое исследование SiO_2 -золей.— Коллоид. журн., XI, № 6.
- Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И.* 1961. Электронная микроскопия минералов. М., «Наука».
- Дистанов У. Г., Копейкин В. А., Кузнецова Т. А., Наимов В. Н.* 1970. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урала—Поволжья. — Казань, Труды Геол. ин-та, вып. 23.
- Епифанов Б. П., Козлечкова А. В.* 1967. Кремнистые образования в железорудном горизонте Тульской области (Подмосковный бассейн).— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Кац М. Я., Хворова И. В.* 1970. Плотность кремнистых (кварцевых) пород и вопросы их типизации.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Кузнецов С. И.* 1970. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л., «Наука».
- Лебедев Л. М.* 1965. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука».
- Милло Ж.* 1968. Геология глин. Л., «Наука».
- Петровский А. Д.* 1969. Минералогические и генетические особенности яшм.— Сов. геол., № 7.
- Петровский А. Д., Штов В. А.* 1969. Электронномикроскопические структуры некоторых палеозойских силицитов Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Хворова И. В.* 1968. Кремнакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. I. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 195.
- Хворова И. В., Дмитрик А. Л.* 1969. Электронномикроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Buurman P., Van der Plas L.* 1971. The genesis of Belgian and Dutch flints and cherts.— Geol. en Mijnbouw, 50, N 1.
- Folk R. L., Weaver Ch. E.* 1952. A study of the texture and composition of chert.— Amer. J. Sci., 250, N 7.
- Greer R. T.* 1969. Structure of «amorphous» opal from scanning electron microscopy.— Nature, 224, N 5225.
- Gregoire Gh., Voss-Foucart M. F.* 1970. Proteins in shells of fossil cephalopods (Nautiloids and Ammonoids) and experimental simulation of their alterations.— Arch. Internal. physiol. et biochim., 78, fosc. 2.
- Honjo S., Fisher A. G., Garrison R.* 1965. Geopetal pyrite in finegrained limestones.— J. Sediment. Petrol., 35, N 2.
- Kaibara H.* 1964. A study of the micro-texture of cherts.— Mem. College Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, XXX, N 4.
- McBride E. F., Thomson A.* 1970. The Caballos Novaculite, Marathon Region, Texas. Geol. Soc. America Spec. Paper, N 122.
- Mizutani S.* 1966. Transformation of silica under hydrothermal conditions.— J. Earth Sci. Nagoya Univ., 14, N 1.
- Mizutani S.* 1967. Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments.— J. Earth Sci. Nagoya Univ., 15, N 2.
- Pittman J. S.* 1959. Silica in Edwards limestone, Travis county, Texas.— In: Silica in Sediments. Soc. Econ., Paleontol. and Mineral. Spec. Publ., N 7.
- Schoff J. W., Barghoorn E. S., Maser M. D., Gardon R. O.* 1965. Electron microscopy of fossil bacteria two billion years old.— Science, 149, N 3690.
- Schoff J. W.* 1968. Microflora of the Bitter Springs formation, Late Precambrian, Central Australia.— J. Paleontol., 42, N 3, pt 1.

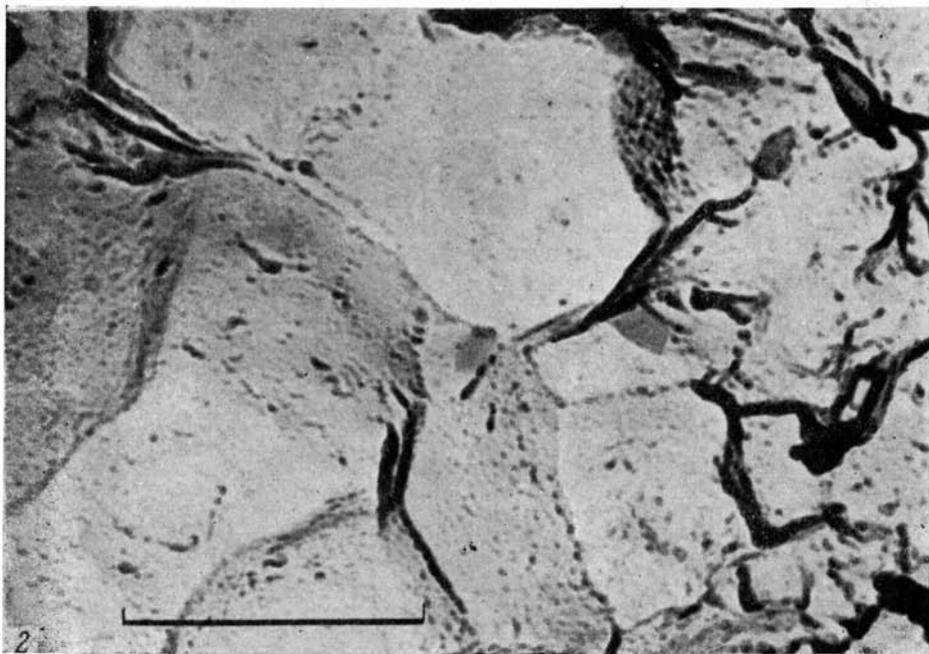
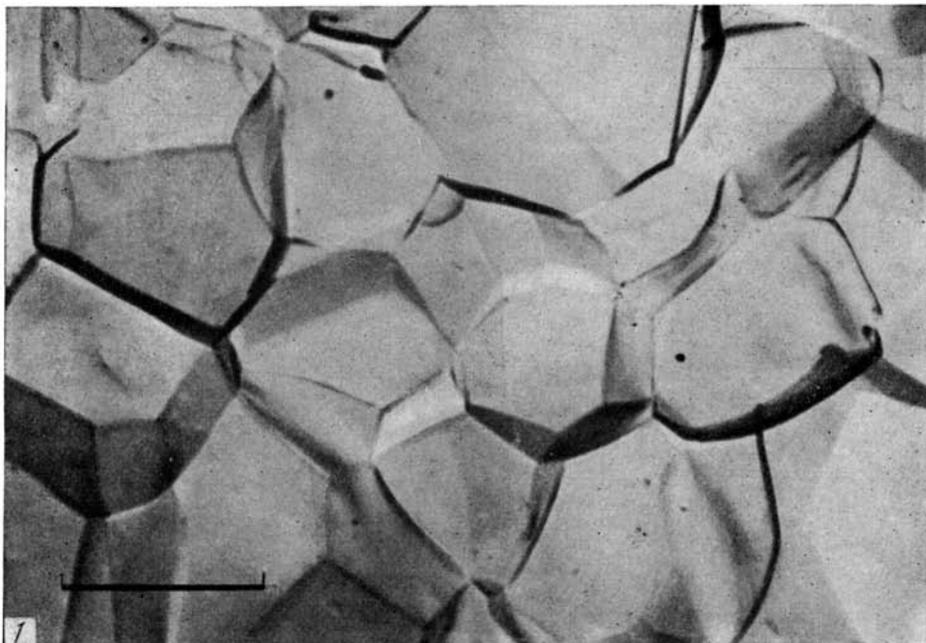
ТАБЛИЦЫ I—XXXII



Друзовидный тип поверхности

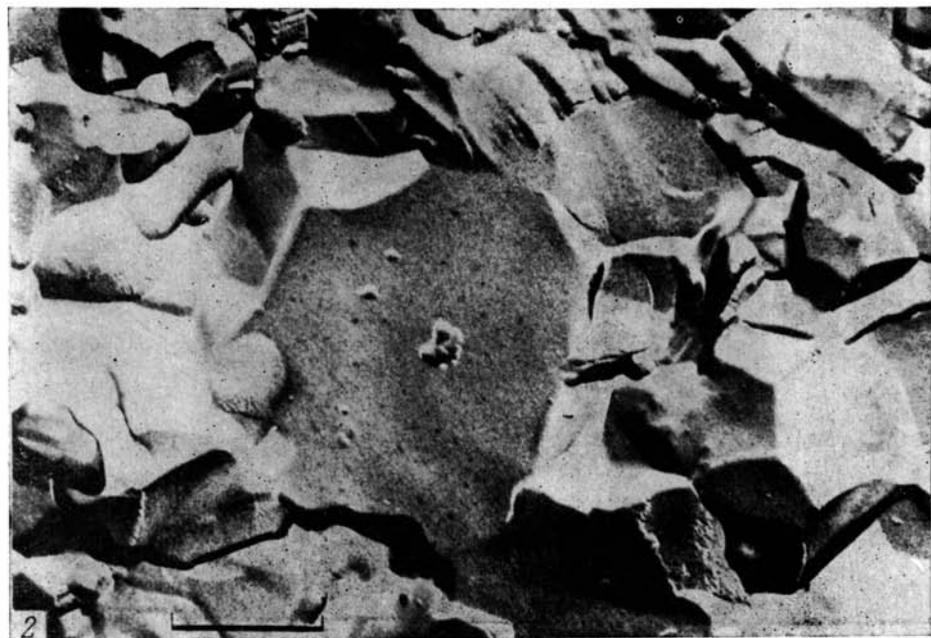
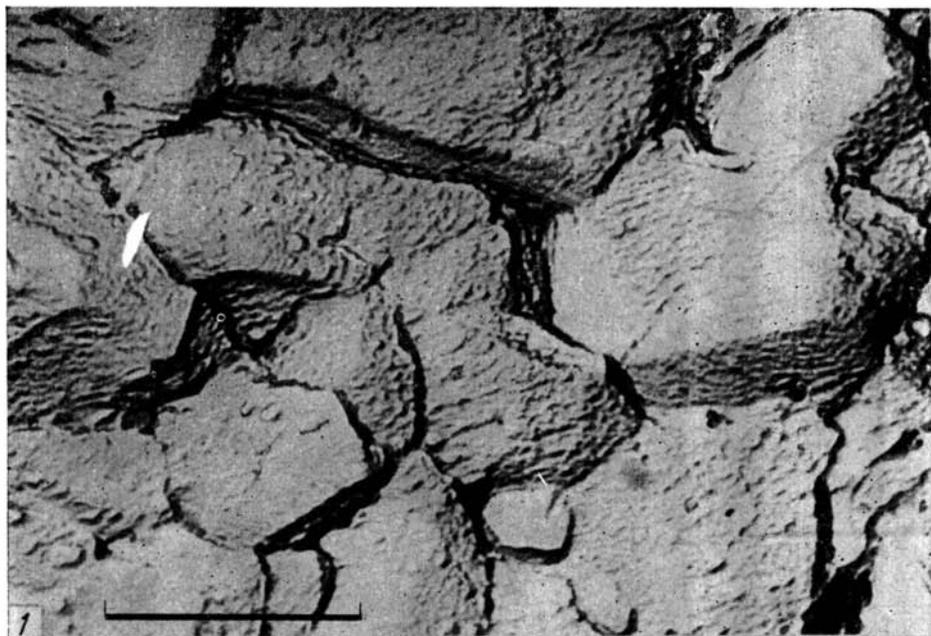
1. Обр. 423/2. Яшма. Сг. Камчатка.

2. Обр. 60/68. Осветленный фтанитоид. D_3^1 . Северные Мугоджары.



Новакулитовый тип поверхности (гладко- и губчатоблоковый)

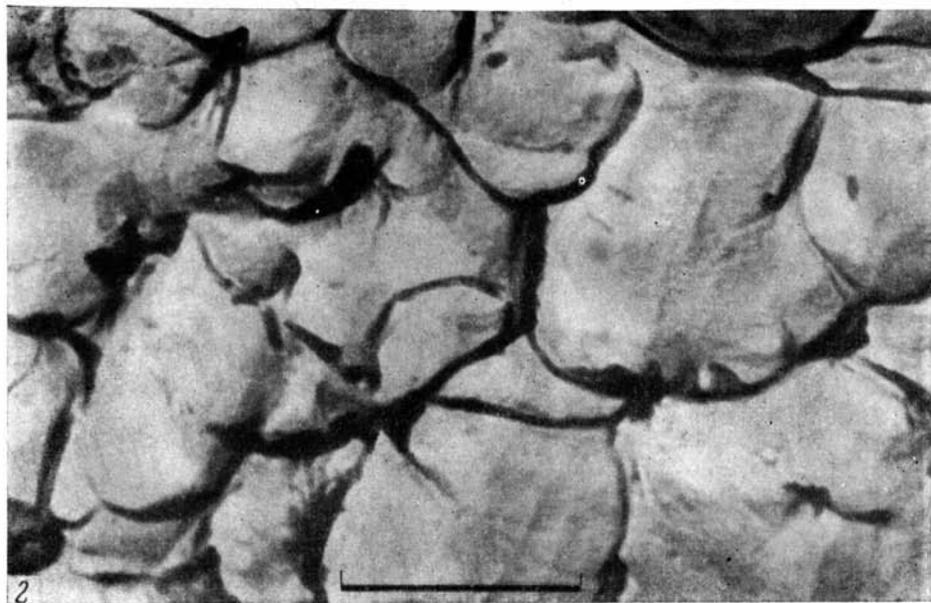
1. Обр. 75/68. Яшма зеленая. Д₂. Южный Урал.
2. Обр. 1573. Яшма розовая. Д₂. Южный Урал.



Субвакулитовый тип поверхности (первая разновидность)

1. Обр. 4335. Яшма черная. О. Ишимская Лука.

2. Обр. 4353а. Яшма светло-серая. Там же.

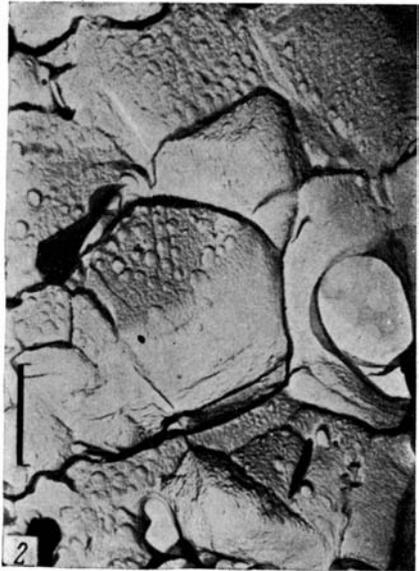


Субвакулитовый тип поверхности (вторая разновидность)

1. Обр. 4335а. Яшма красная. О. Ишимская Лука.

Апоновакулитовый тип поверхности

2. Обр. 1574. Яшма зеленая. Дз. Южный Урал.



Изменение структуры от кристалломорфной до субгранулярной

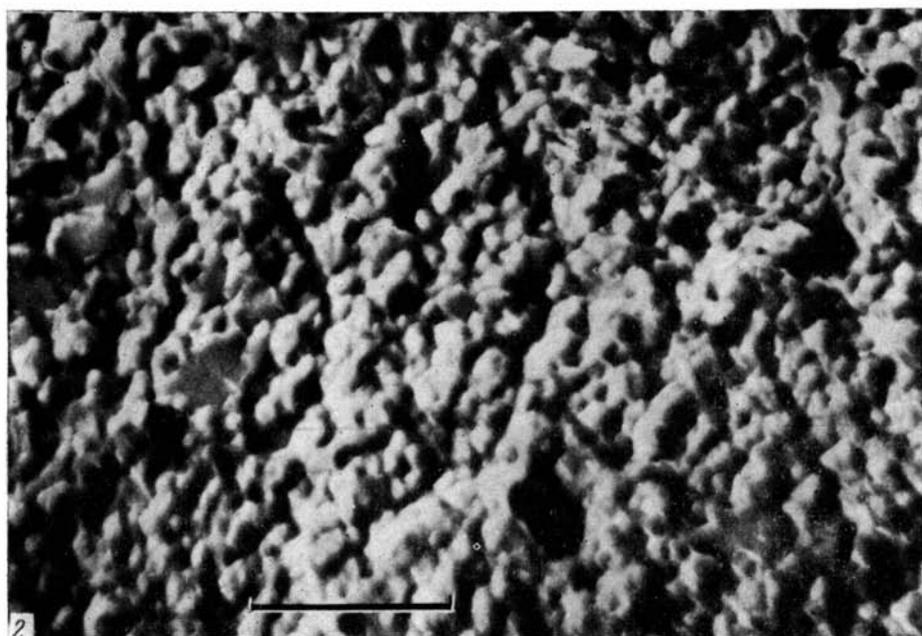
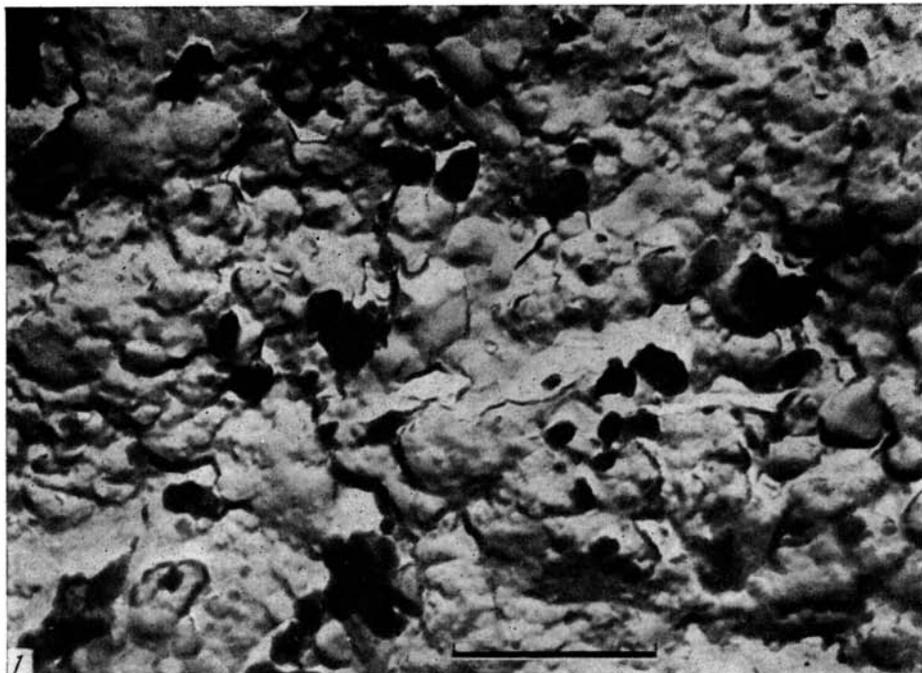
1. Кристалломорфная структура. Обр. 75/68. Яшма зеленая. D₂. Южный Урал.
2. Кристалломорфная структура; начальная стадия разрушения и коррозии. Обр. 4335. Яшма черная. О. Ишимская Лука.
3. Субкристалломорфная структура. Обр. 4295. Яшма коричневая. D₂. Южный Урал.
4. Субгранулярная структура. Обр. 4335. Яшма черная. О. Ишимская Лука.

Таблица VI



Бугорковый тип поверхности

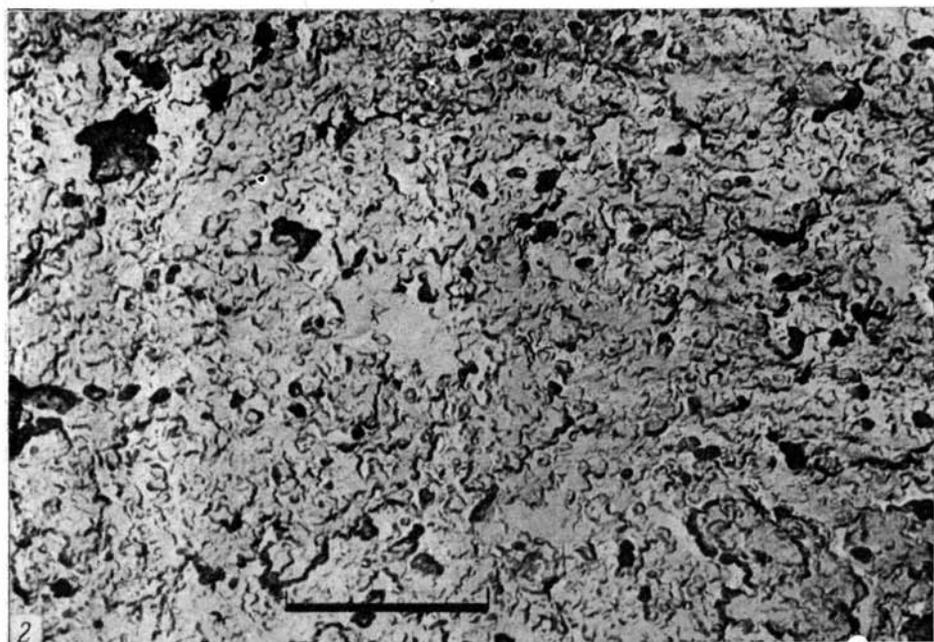
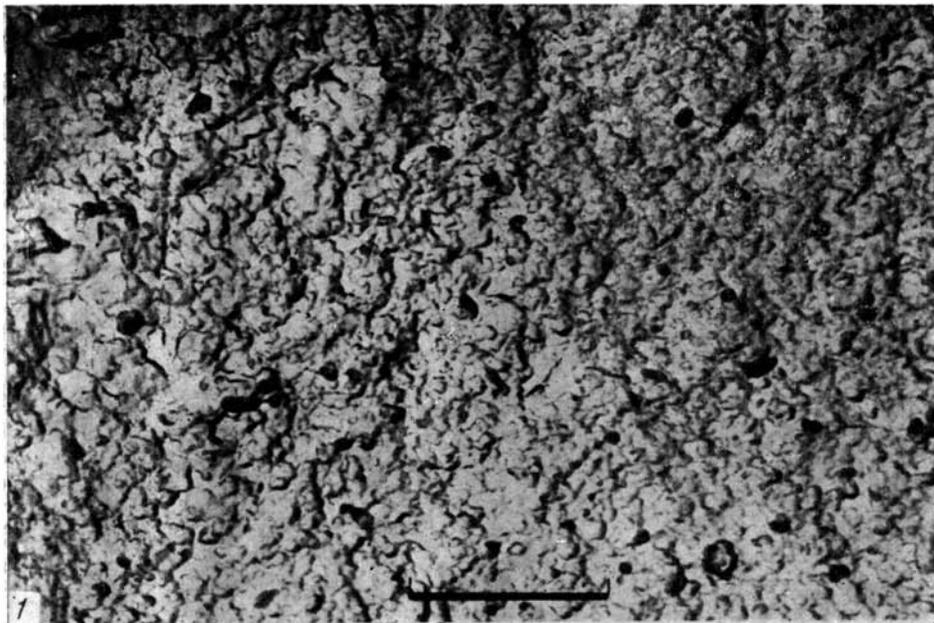
1. Обр. 3866. Фосфатизованный флюорит. S. Северные Мугуджары.
2. Обр. 3/68. Осветленный флюоритоид. D₃¹ Северные Мугуджары.
3. Обр. 3523. Флюорит. S. Северные Мугуджары.



Мелкобугорковый тип поверхности (первая разновидность)

1 Обр. 3866. Фтанит. S. Северные Мугоджары.

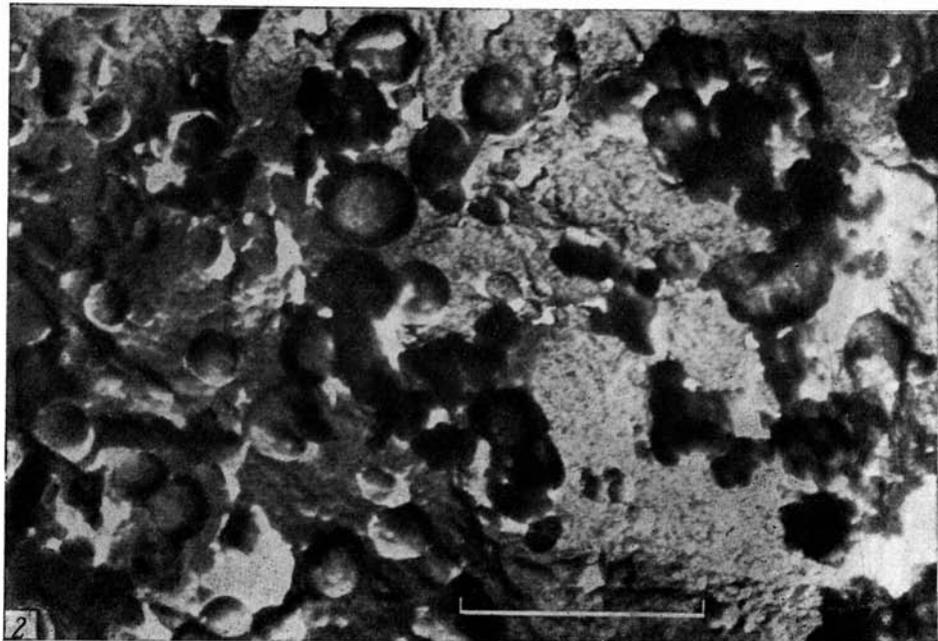
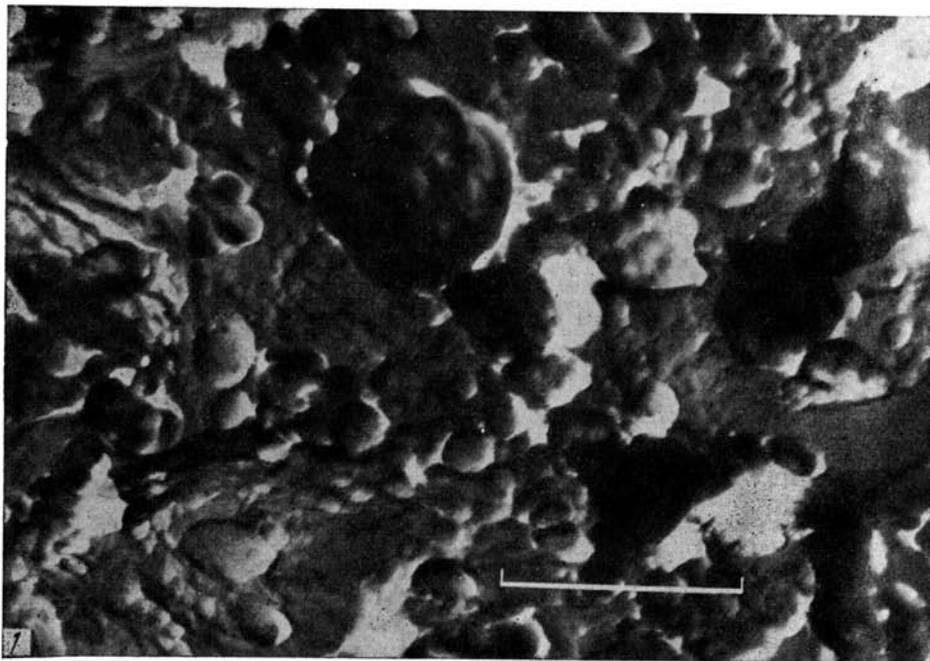
2. Обр. 64/69. Фтанит. S. Там же.



Мелкобугорковый тип поверхности (первая разновидность)

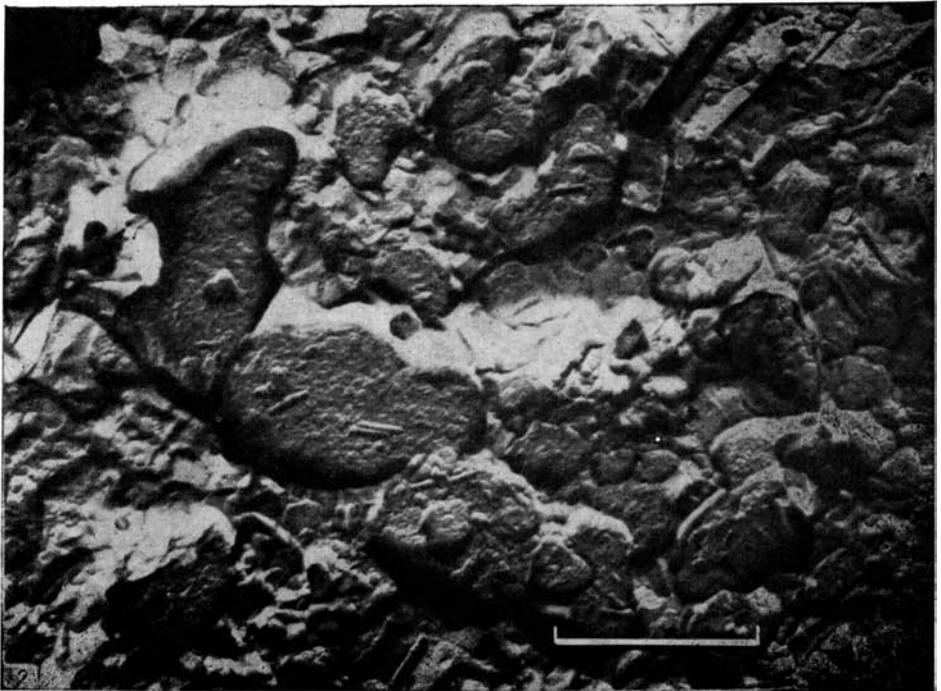
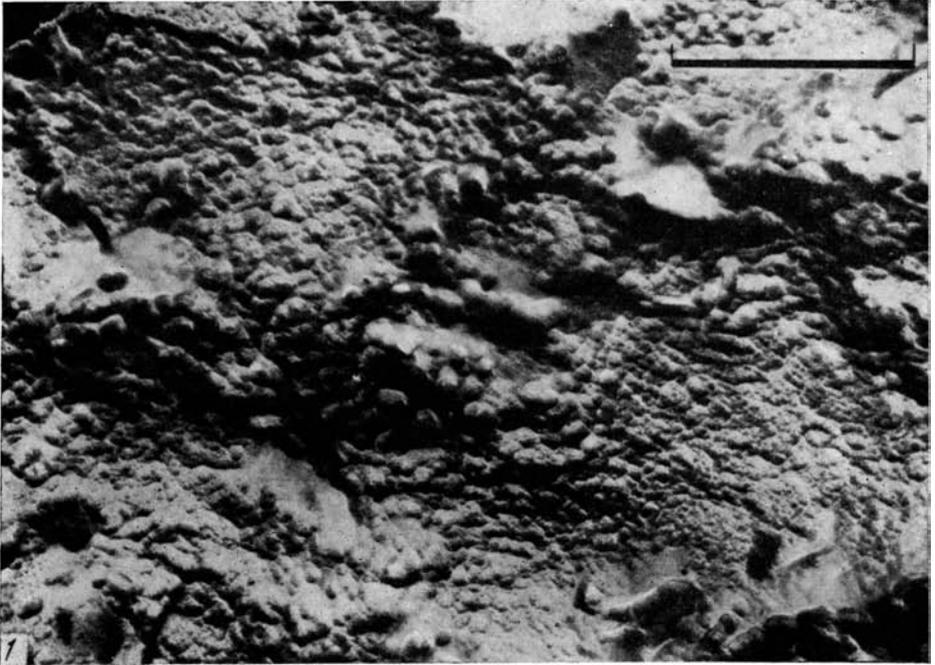
1. Обр. 98. Конкреционное образование — «баята». Рг. Куба.

2. Обр. 9/683. Флинт из пещего мела. Сг₂. Днепровско-Донецкая впадина.



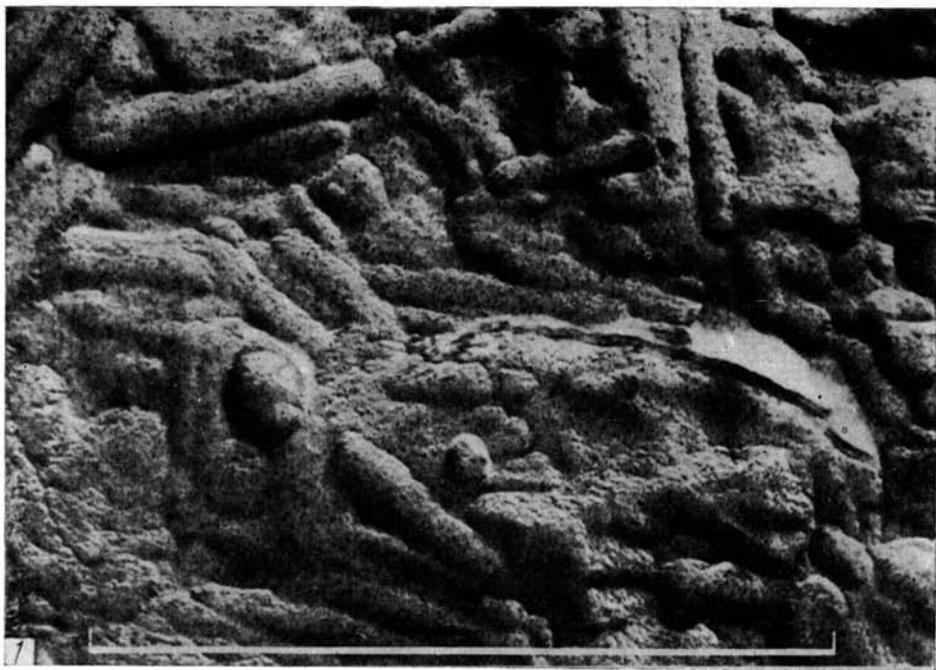
Мелкобугорковый тип поверхности (первая разновидность)

1,2. Обр 1/ср. Опока. Р. Саратовское Поволжье.

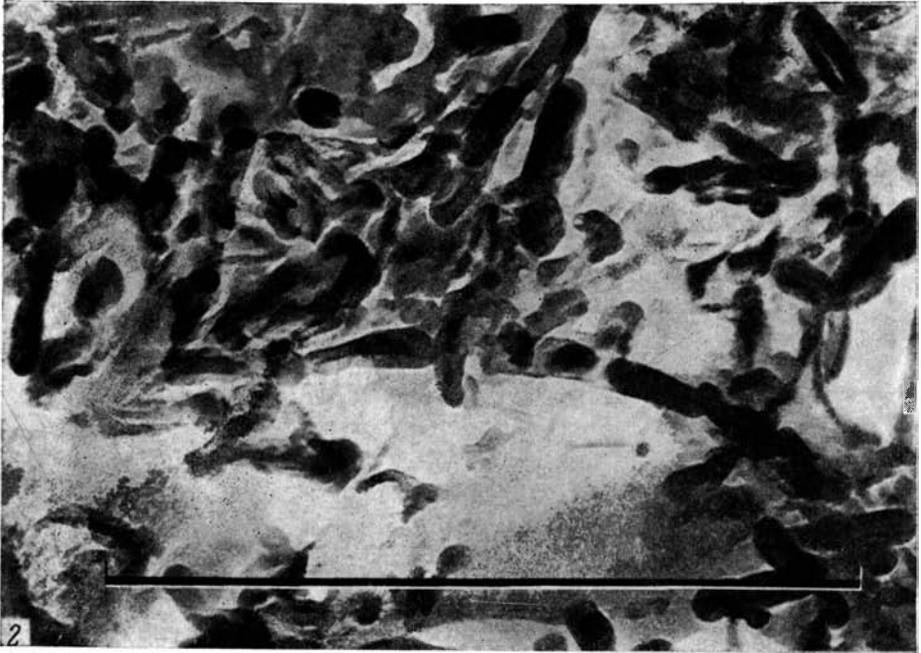
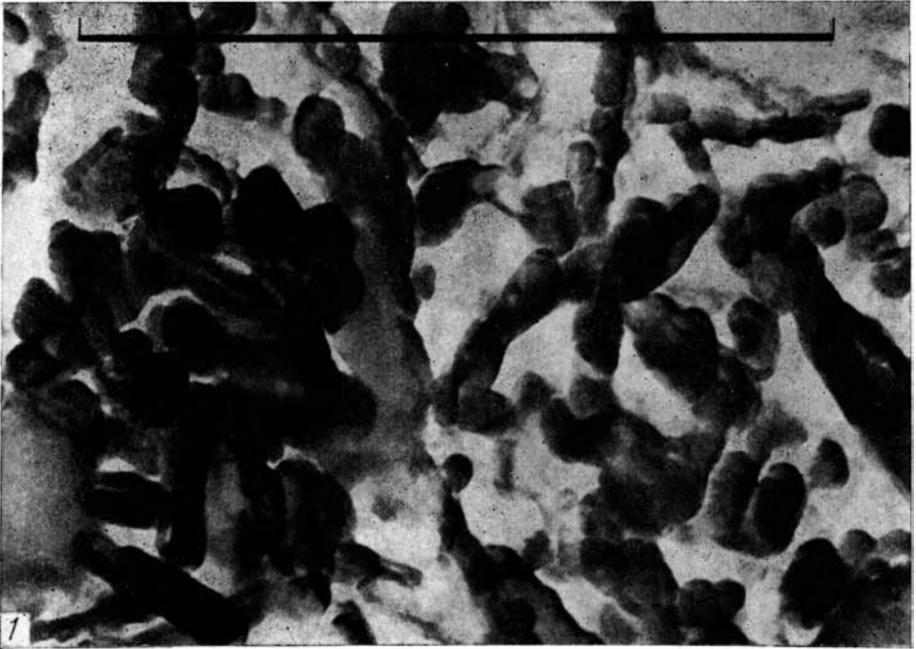


Мелкобугорковый тип поверхности (вторая разновидность)}

1. Обр. 265/с. Опока. Рг. Западно-Сибирская низменность.
2. Обр. 43/68. Фтанитоид. D₃'. Северные Мугоджары.

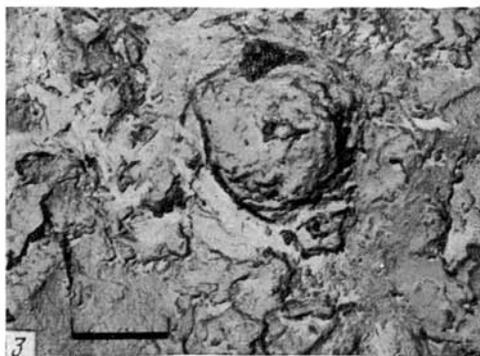
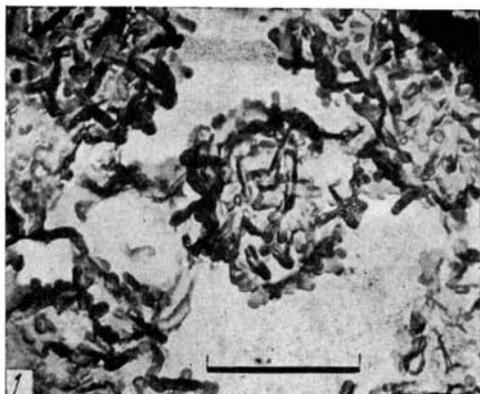


Мелкобугорковый тип поверхности (вторая разновидность)
1, 2. Обр. 43/68. Фтанитоид. D₃¹. Северные Мугоджары.



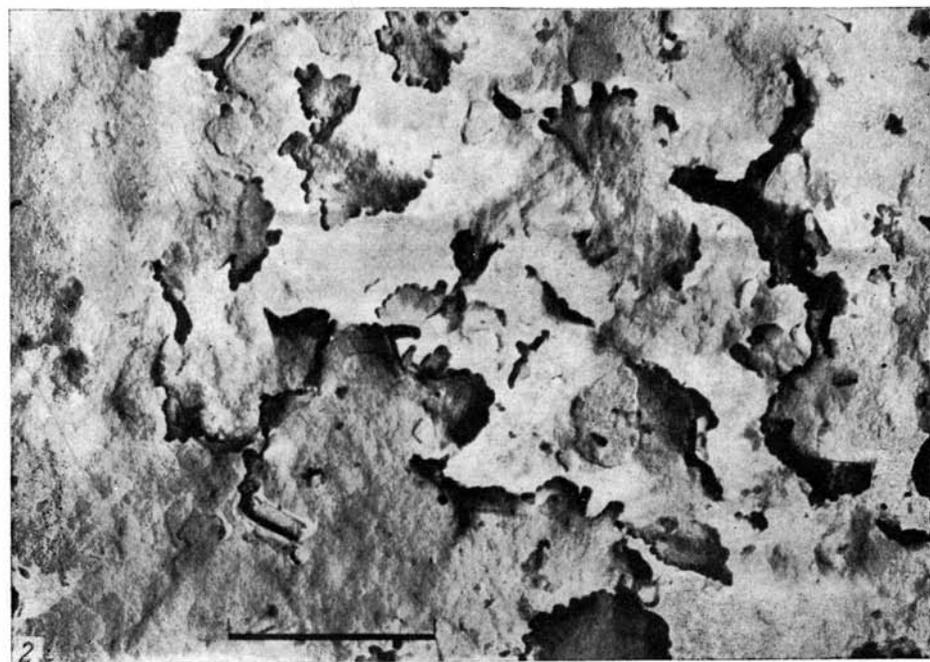
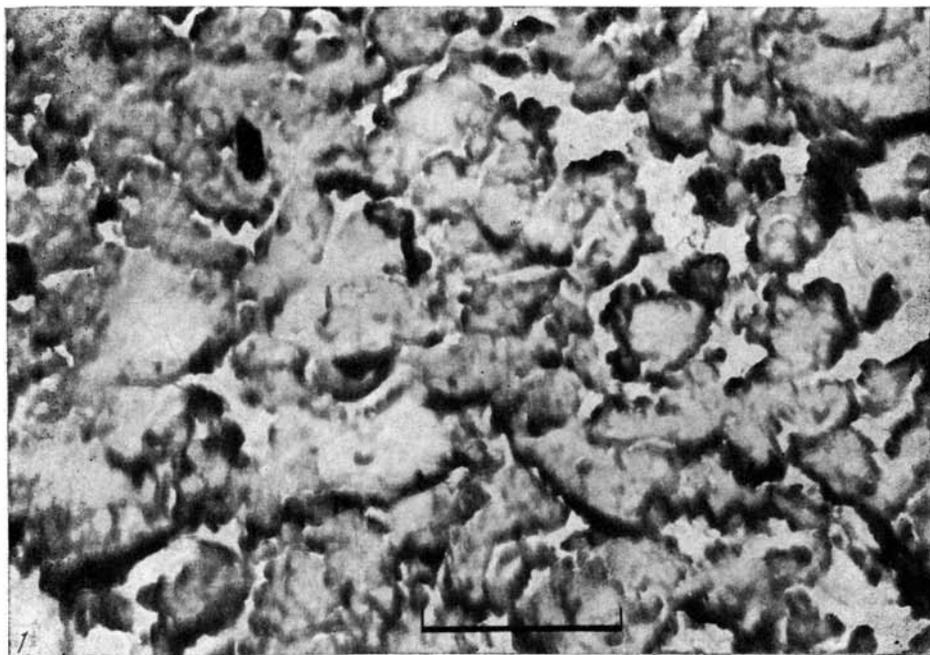
Скопление удлиненных частиц

1,2. Обр. 123/127. Опока. Рг. Западно-Сибирская низменность.



Агрегаты породообразующих частиц в опоках

- 1,2,4. Обр. 123/127. Рг. Западно-Сибирская низменность.
3. Обр. За. Тг. Курило-Камчатский желоб.
5. Обр. О/В₄. Саратовское Поволжье.

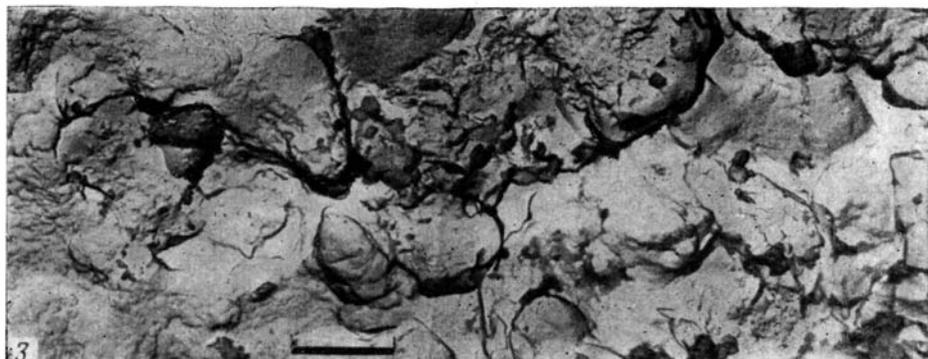


Мелкобугорковый тип поверхности (вторая разновидность)

1. Обр. 123/127. Опока. Рг. Западно-Сибирская низменность.

Лопастевидный тип поверхности

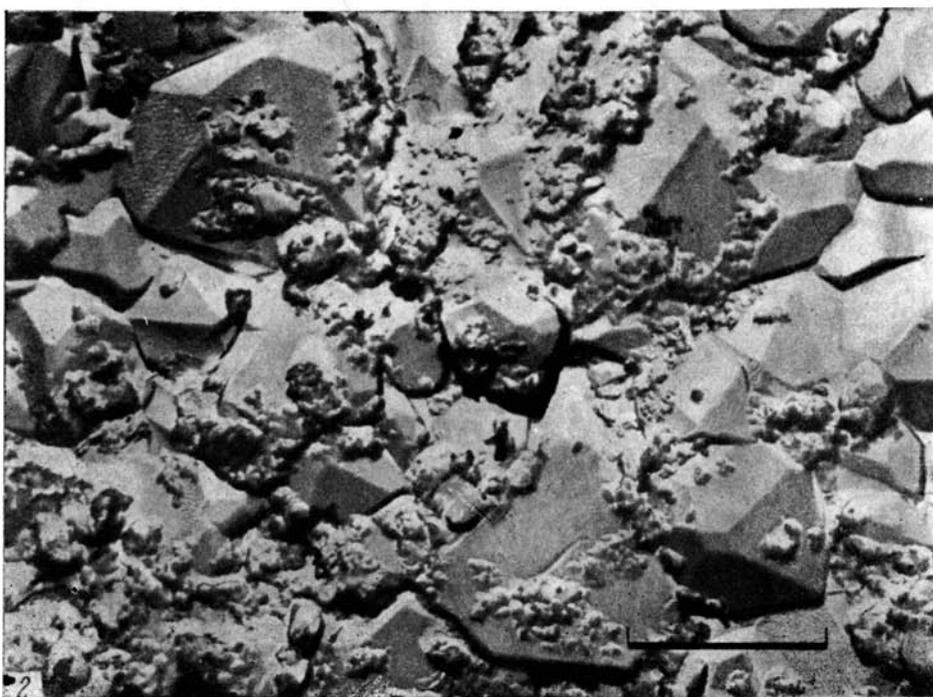
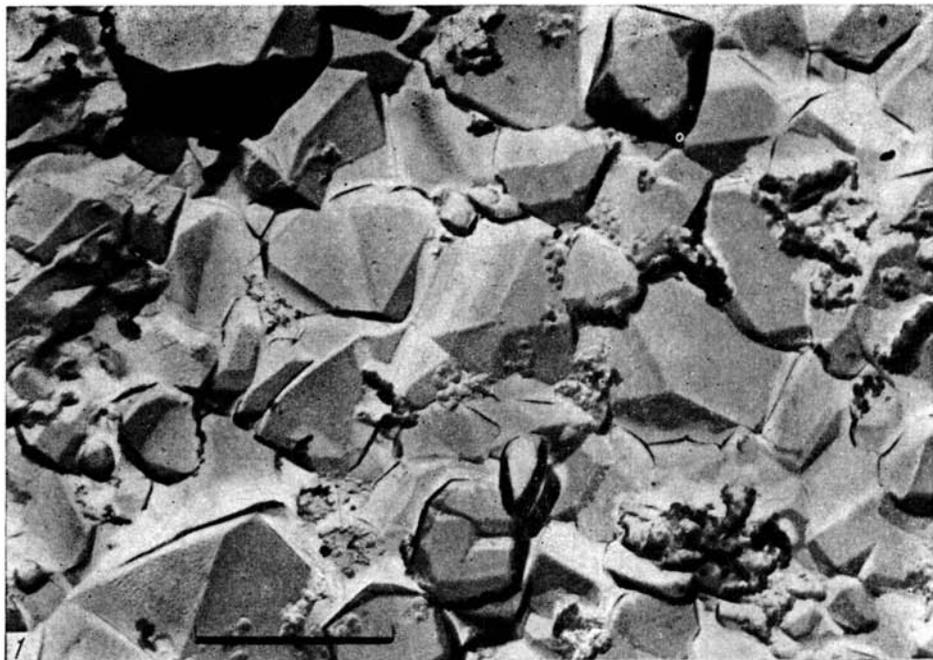
2. Обр. 145/152. Диатомит. Рг₂. Западно-Сибирская низменность.



Натековидный тип поверхности

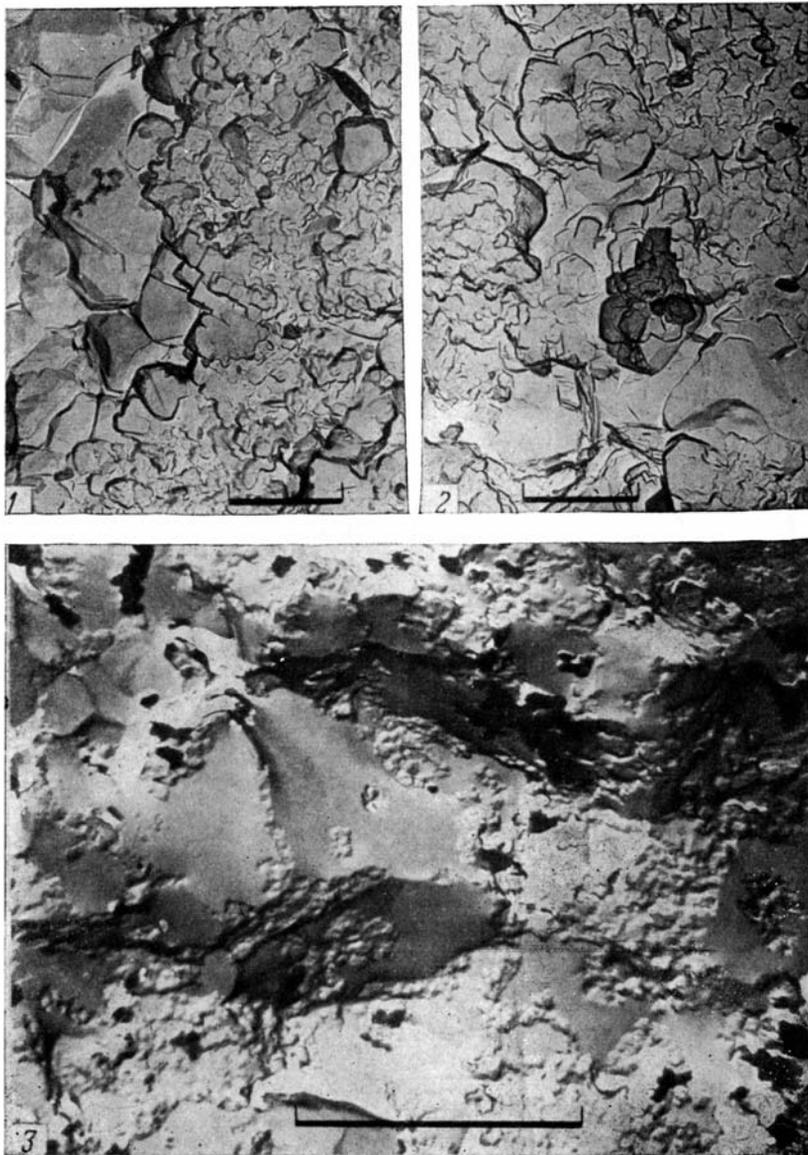
1. Обр. 592/142. Порцеланит. Ng₁. Калифорния.

2,3. Осветленный фтанитоид. D₃¹. Северные Мугоджары.



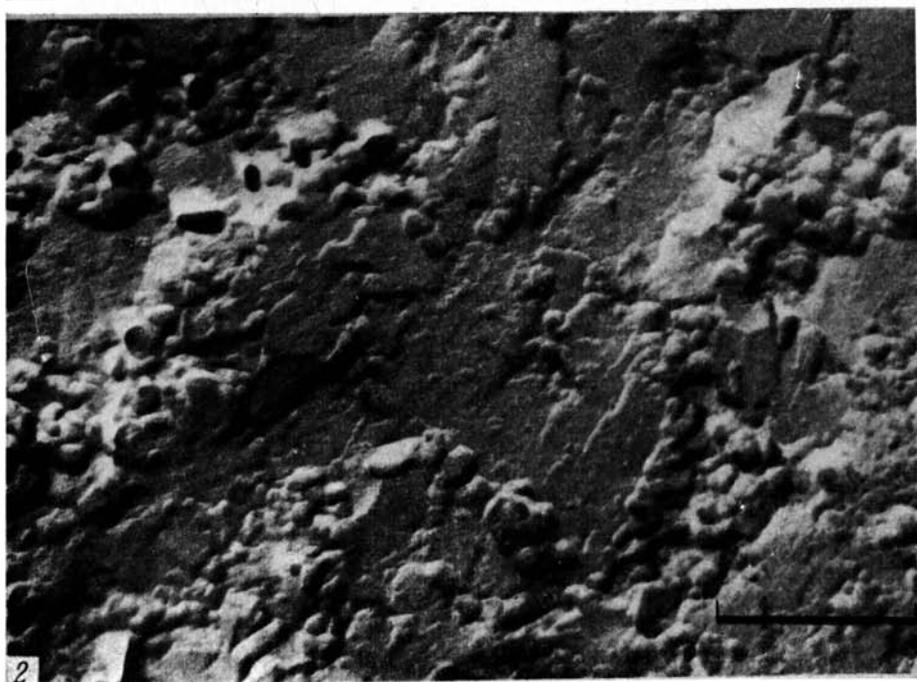
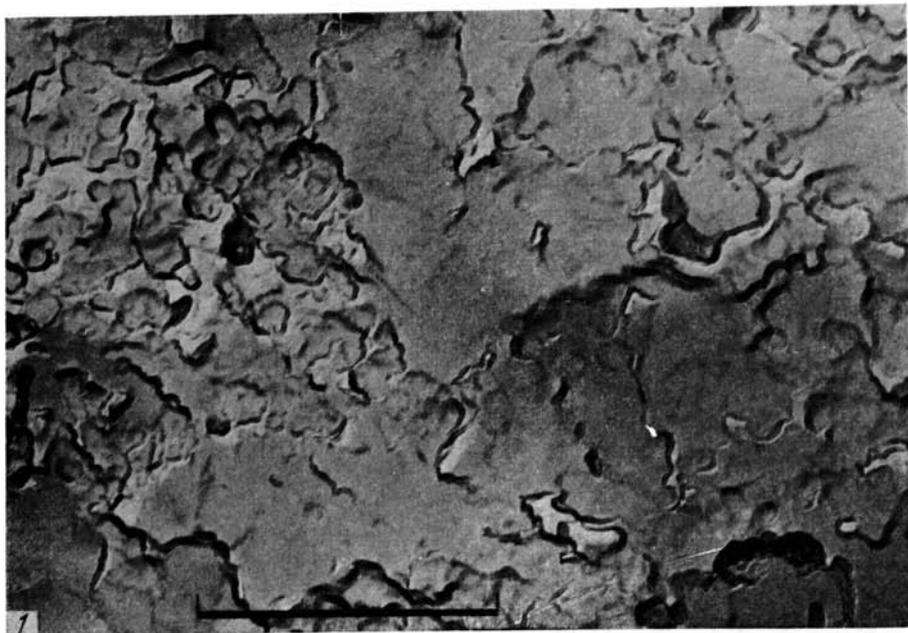
Друзовидно-мелкобугорковый тип поверхности

1,2. Обр. XI-1а. Яшма. Ж. Калифорния.



Друзовидно-мелкобугорковый тип поверхности
1,2. Обр. 60/68. Осветленный фанитоид. D₃'. Северные Мугоджары.

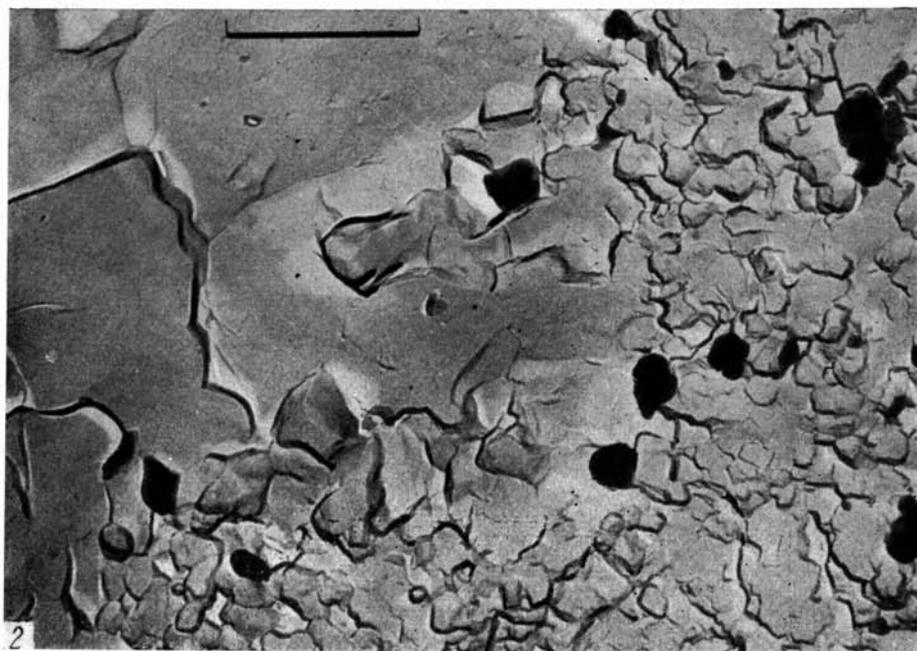
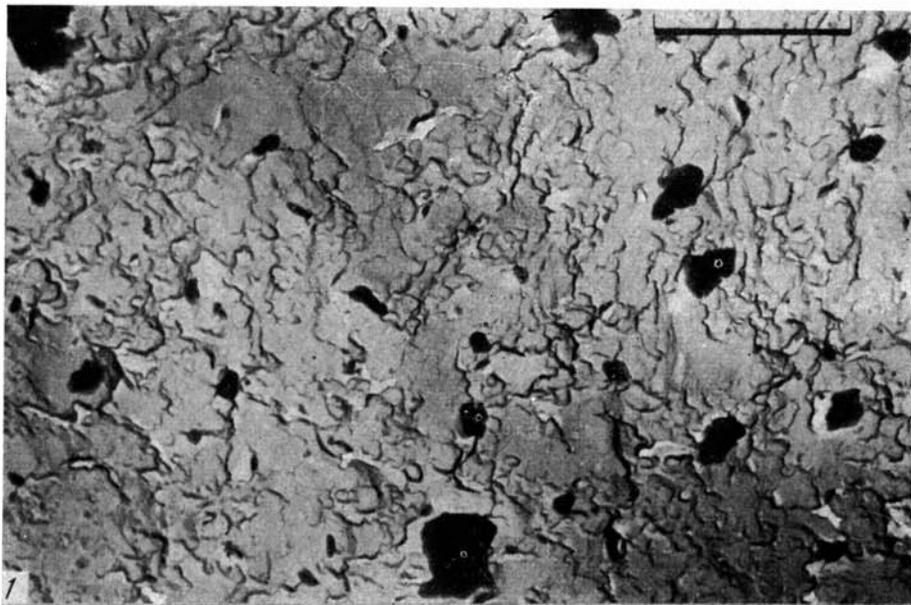
Новакулито-мелкобугорковый тип поверхности
3. Шунгитовый фанит. Карелия (фото В. И. Горлова).



Субпланарно-мелкобугорковый тип поверхности

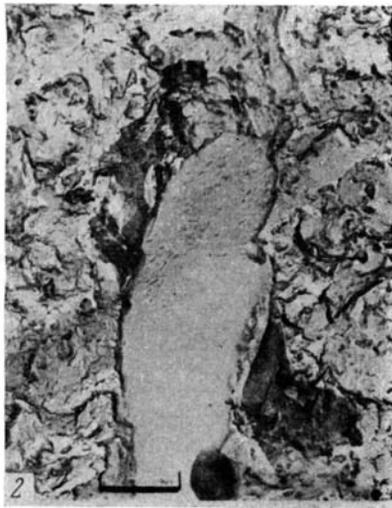
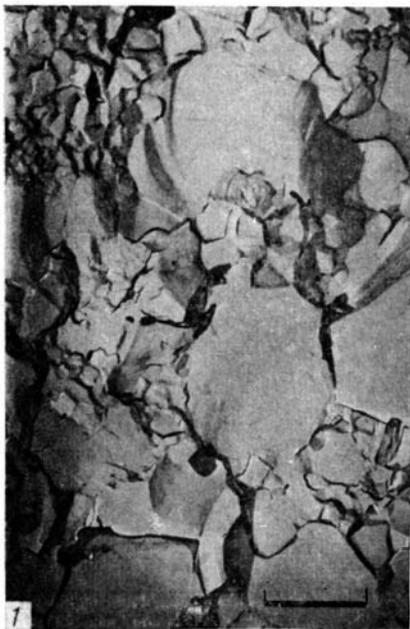
1. Обр. 98. Кремнистая конкреция. Рг. Куба.

2. Обр. 6 МГК. Кремнистая конкреция. Сг₁. Карпаты.



Субпланарно-мелкоблочковый тип поверхности

1. Обр. 3520а. Фтанит серый. S. Северные Мугоджары.
2. Обр. 1726. Спонтолит (фтаңитоид?). С₁. Кизловский район.

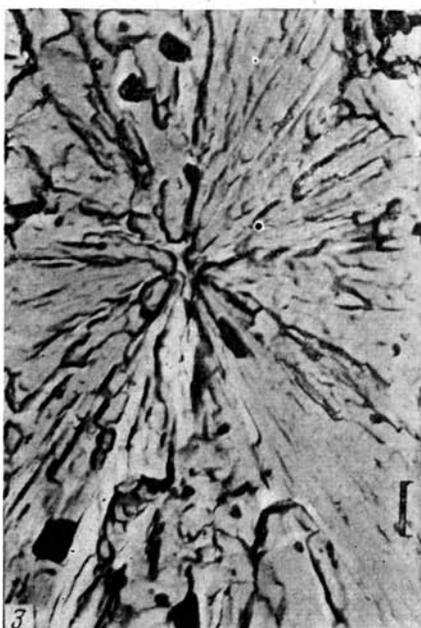


Литоидные фрагменты

1. Обр. 99a/68. Яшма красная. D_3^2 . Южный Урал.
2. Обр. За. Океанская опока. Тг. Курило-Камчатский желоб.

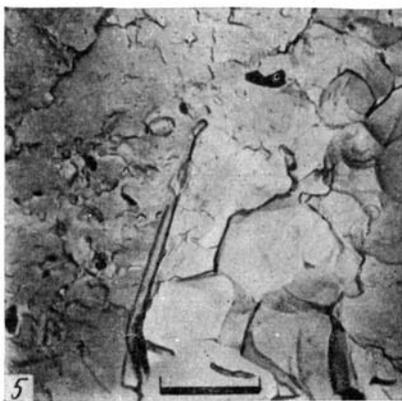
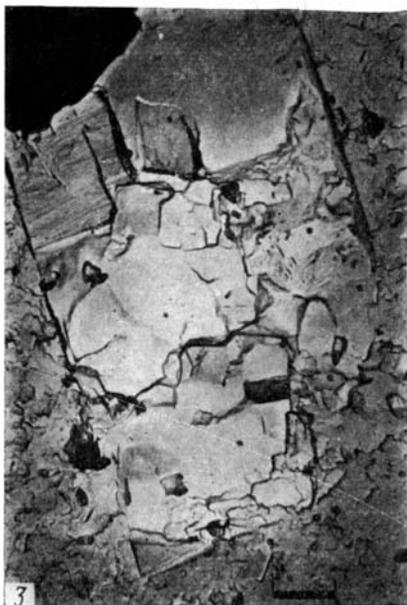
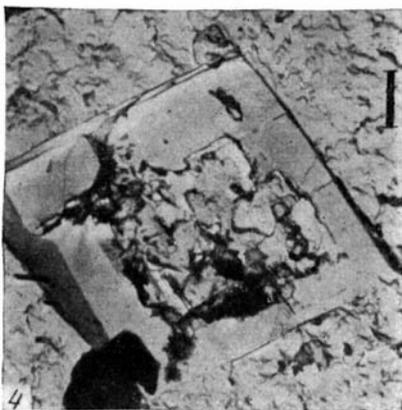
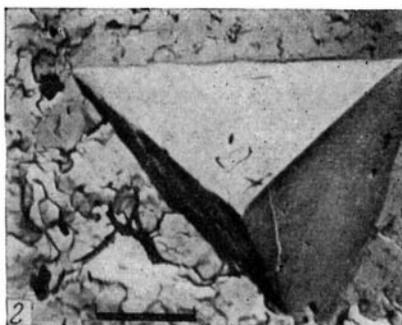
Призматические агрегаты

3. Сбр. 1295. Коричневая яшма. D_2 . Южный Урал.
4. Обр. 3523. Фтанит. S. Северные Мугоджары.



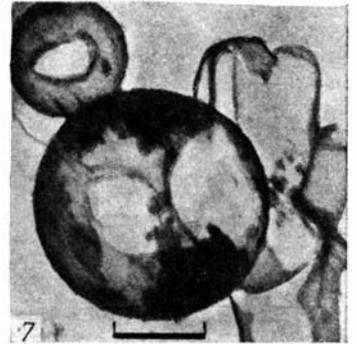
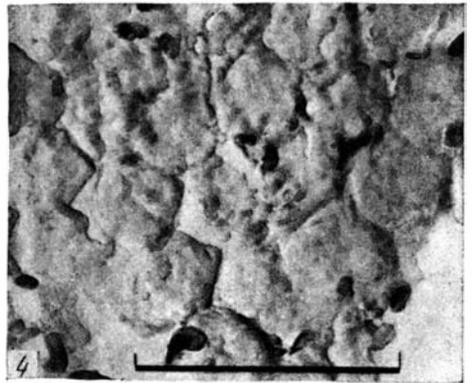
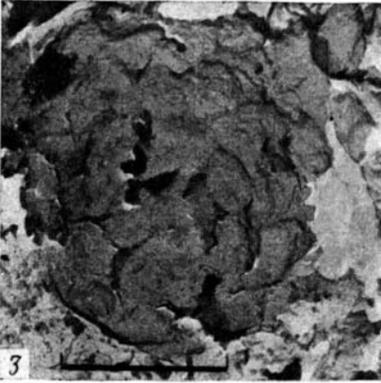
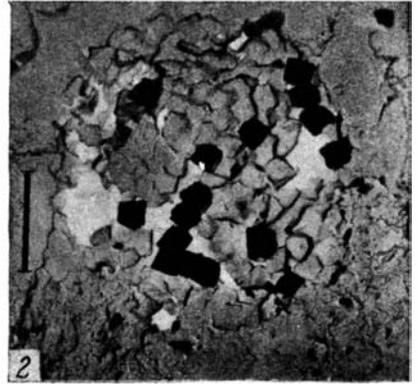
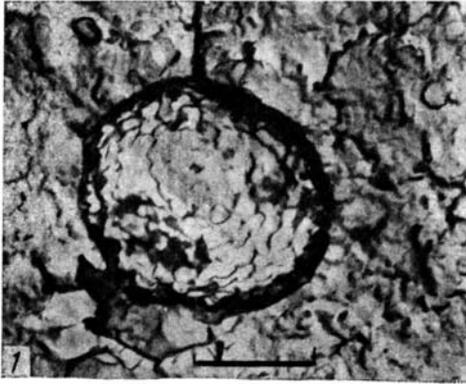
Фосфатные призматические агрегаты

1. Обр. 125/69. Фосфатная конкреция. S. Северные Мугоджары.
2. Обр. 120/69. То же.
3. Обр. 99a/69. То же.
4. Обр. 3866. Фосфатизованный фтанит. Там же.



Карбонатные ромбоэдри, частично замещенные кремнеземом

- 1. Обр. 6 МГК. Кремнистая конкреция. С₁. Карпаты.
- 2—4. Обр. 182а. Черный силицит. Т₁₋₂. Памир.
- 5. Обр. 1707. Фтанитоид? С₁. Кизеловский район.

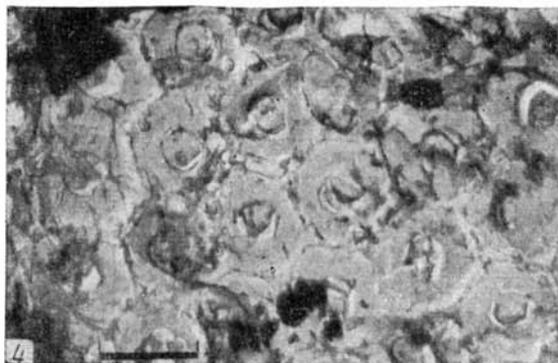
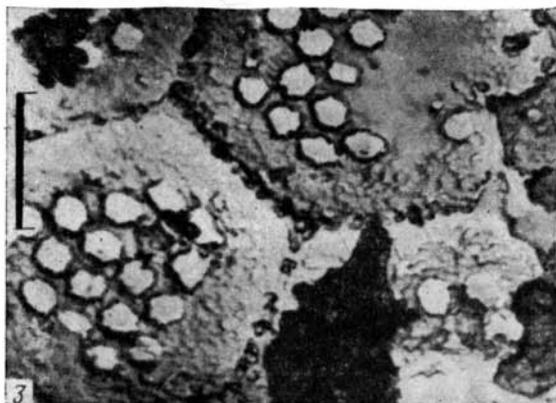
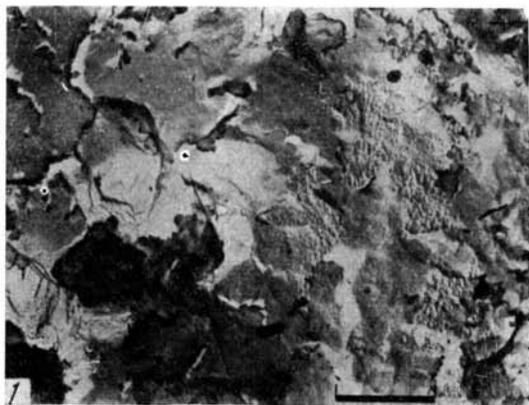


Агрегаты пирита

1. Обр. 3/68. Фтанит. С₁. Северные Мугоджары.
2. Обр. 6а/68. То же.
- 3,4. Обр. 2/18. Онока. Камчатка.

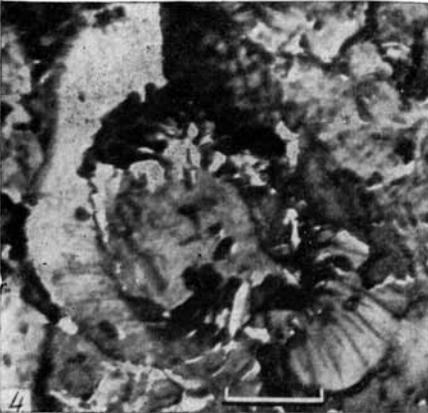
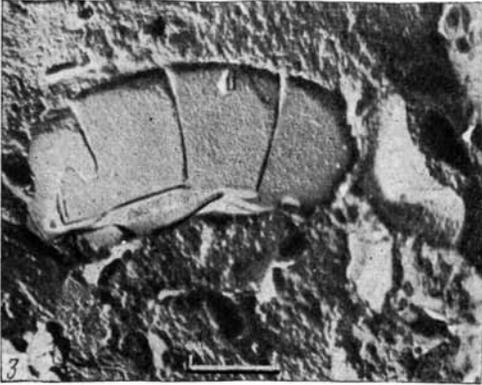
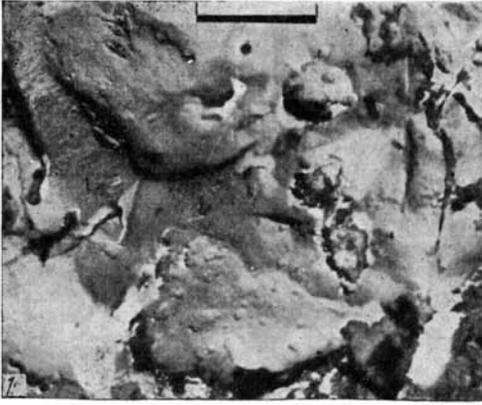
Неопределенные органогенные образования

- 5—7. Обр. 42126. Фосфатизованный фтанит. S. Северные Мугоджары.



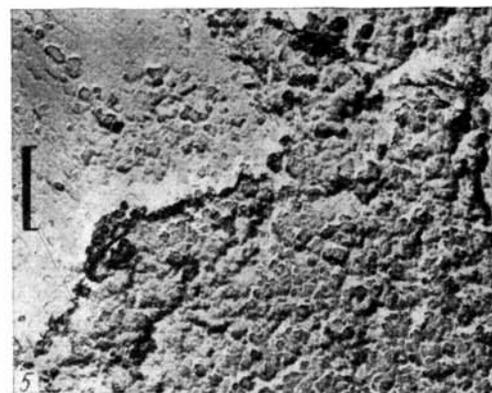
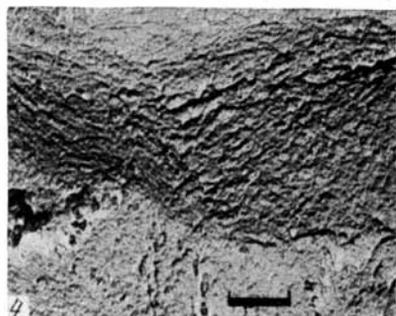
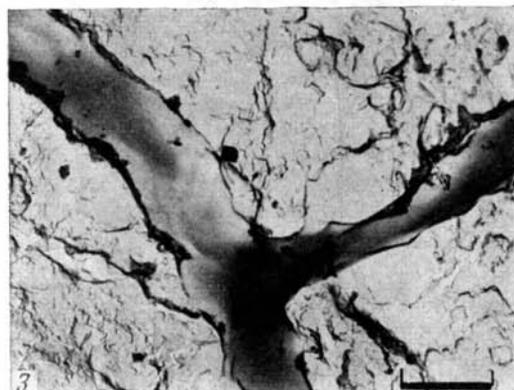
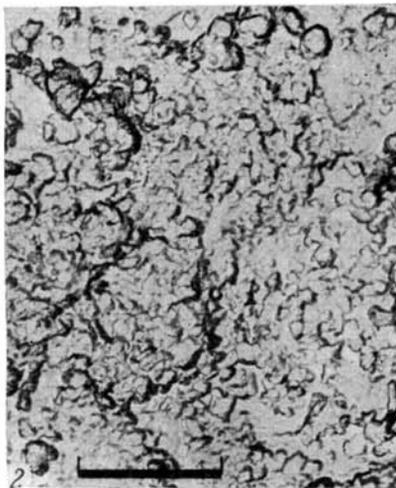
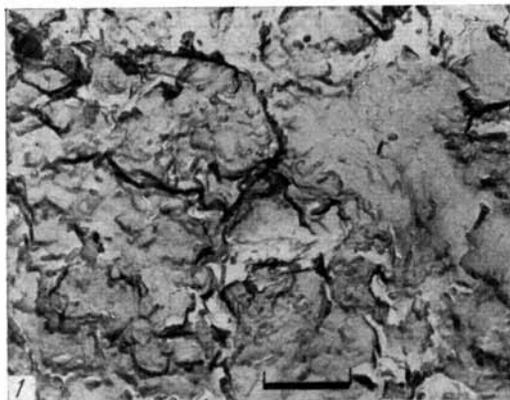
Диатомиты

1,2,4,5. Обр. 145/152. Рг₂. Западно-Сибирская низменность.
3. Рг. Инзенское месторождение.



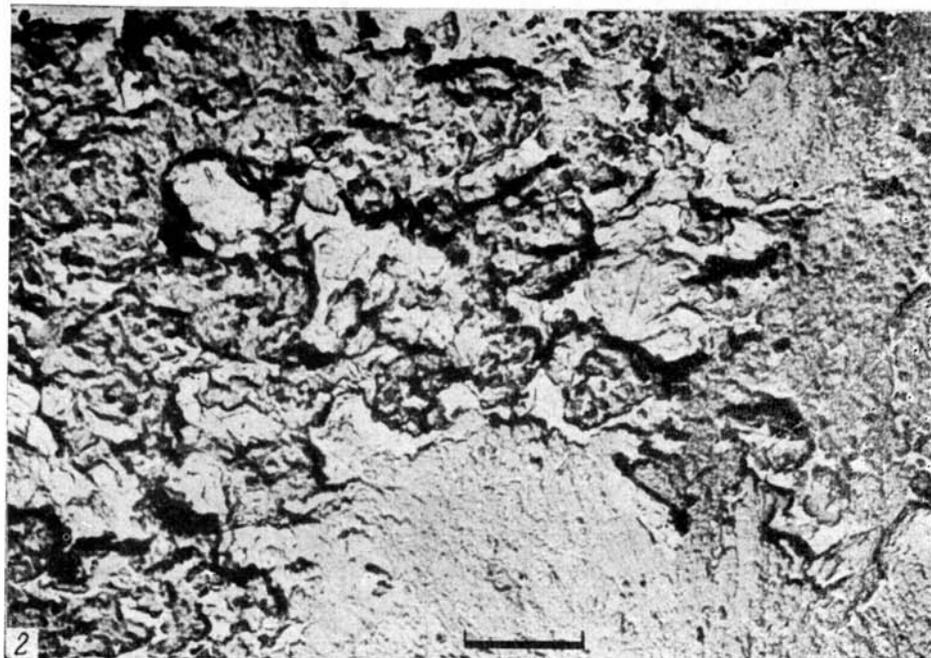
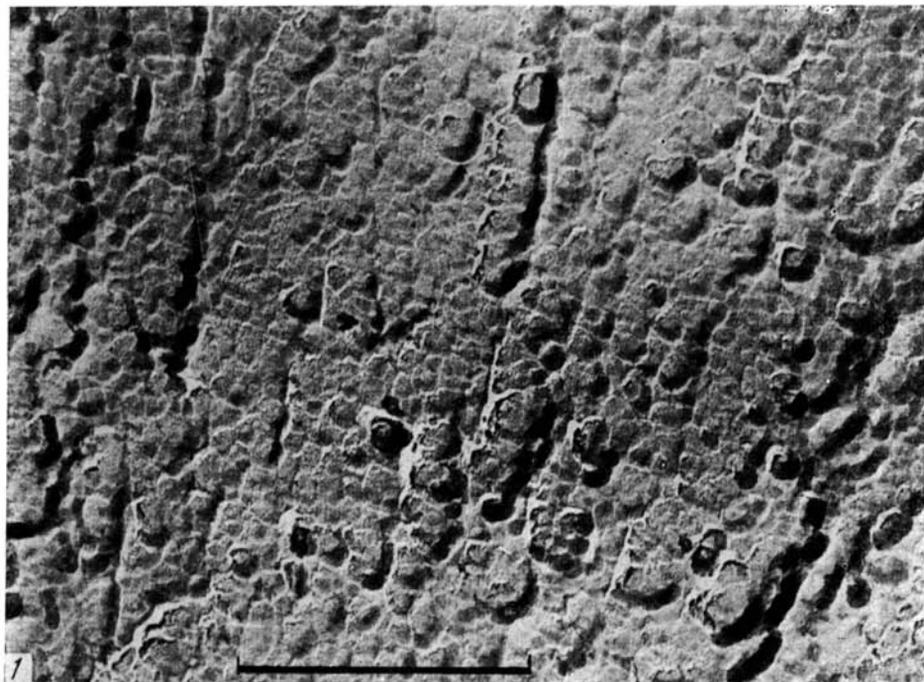
Опоки

1. Обр. 363/367. Сг₂. Западно-Сибирская низменность.
2. Обр. 265. Рг₂. Там же.
3. Обр. 7 лд. Известковистая опока. Саратовская обл.
- 4,5. Обр. О/В₄. Рг₁. Саратовская обл.



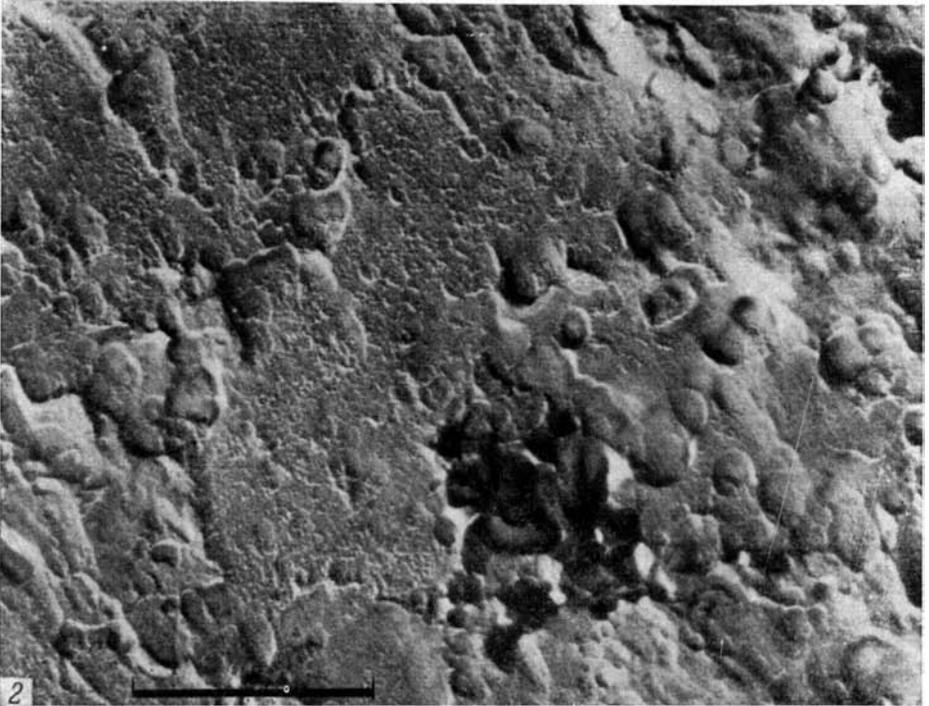
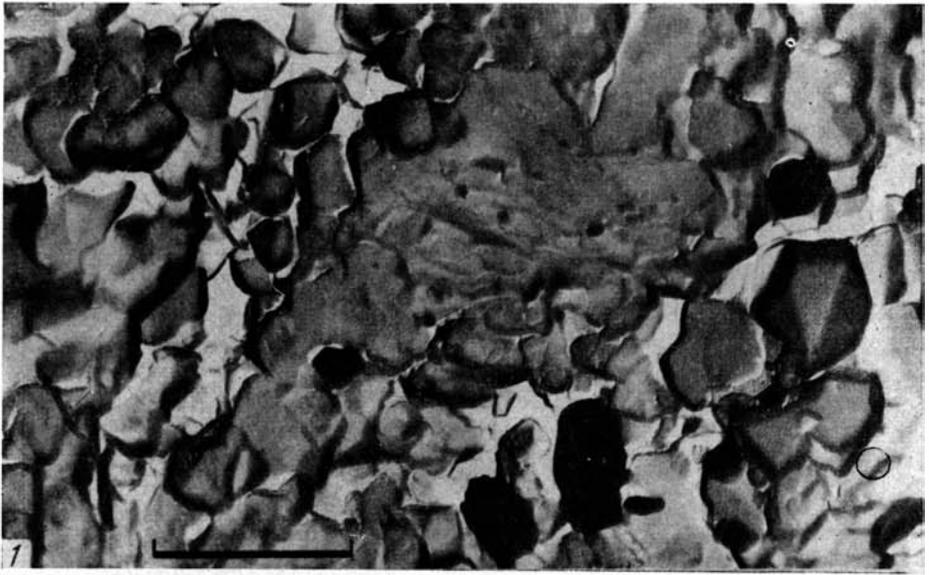
Океанские опки (1—3) и опаловидные силициты (4—6)

1. Обр. 76. Тг (?). Курило-Камчатский желоб.
 2. Обр. 44/3сс. Рг₂. Тихий океан (скважина).
 3. Обр. 20/5сс. Л₃. Тихий океан (скважина).
 4—6. Обр. 17/70. Тг (?). Тихий океан.



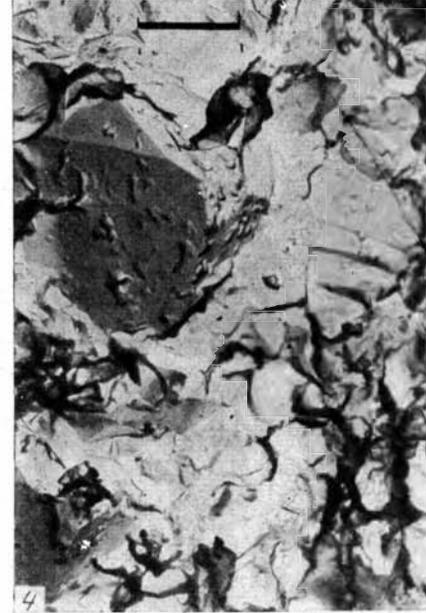
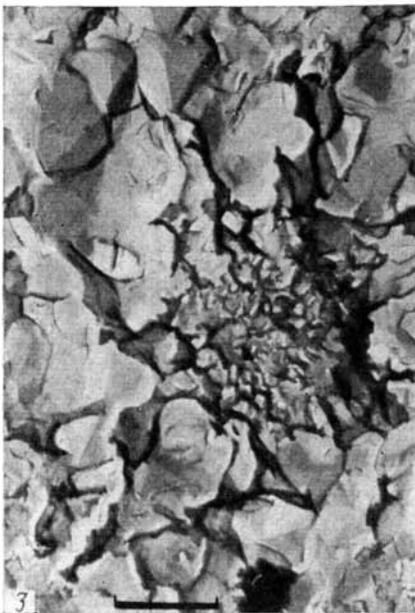
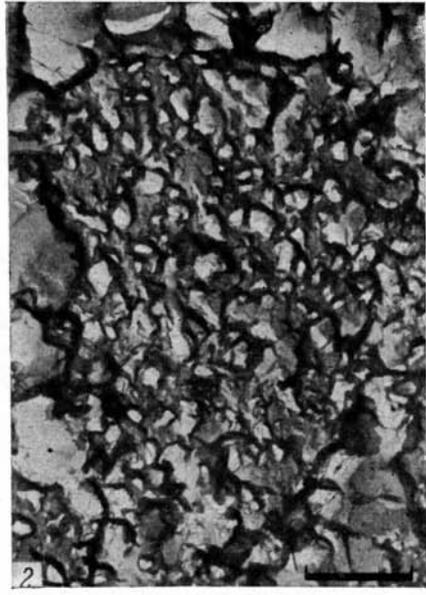
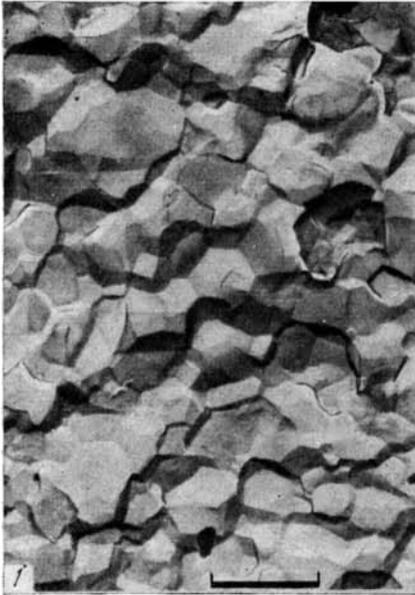
Океанские опаловидные силициты

1,2. Огр. 17/70, Тг (?), Тихий океан.

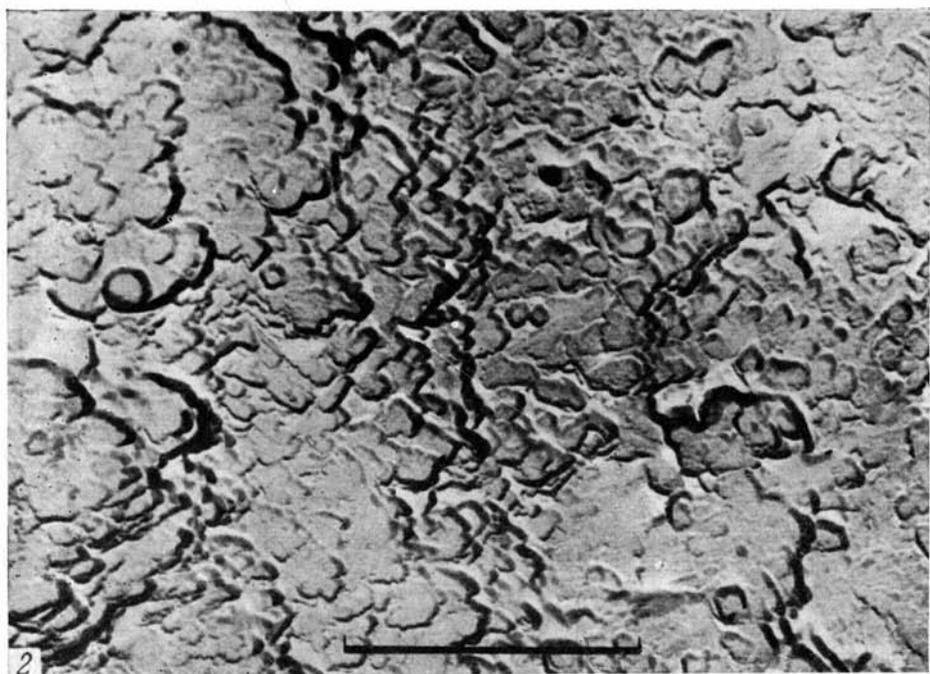
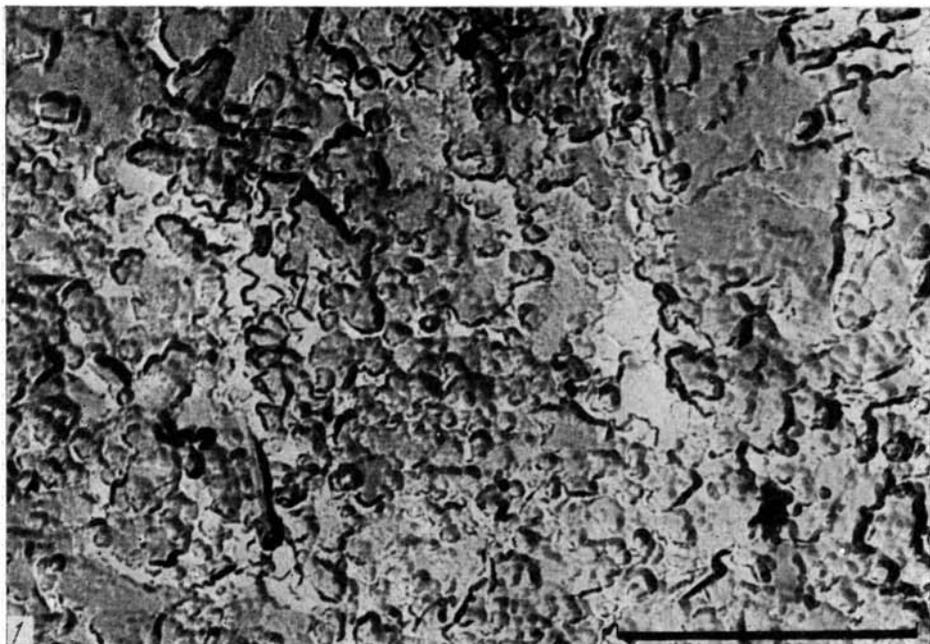


Фтaниты (разновидности с разной раскристаллизацией)

1. Обр. 468. C_1 . Казахстан.
2. Обр. 1 кв. C_1 . Южный Урал.

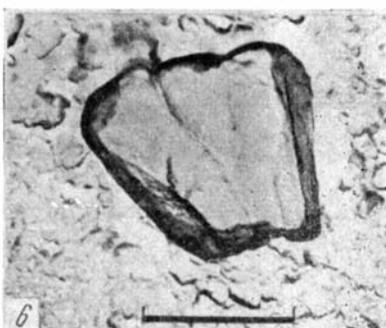
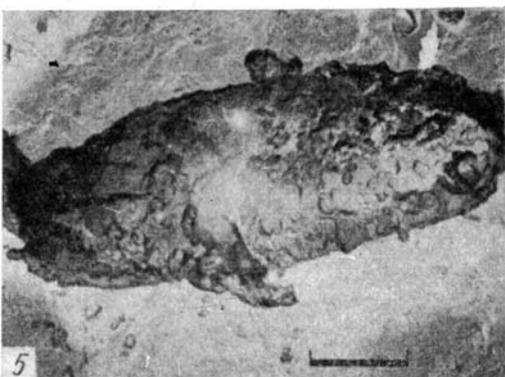
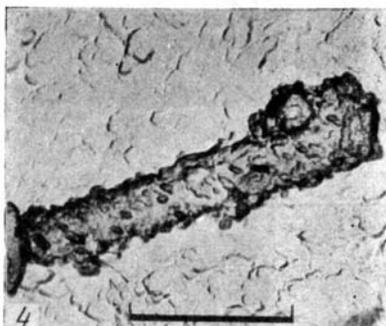
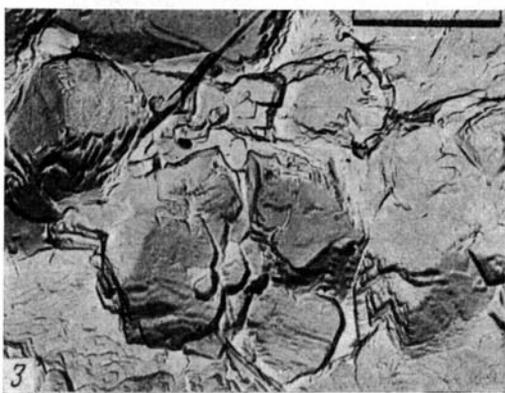
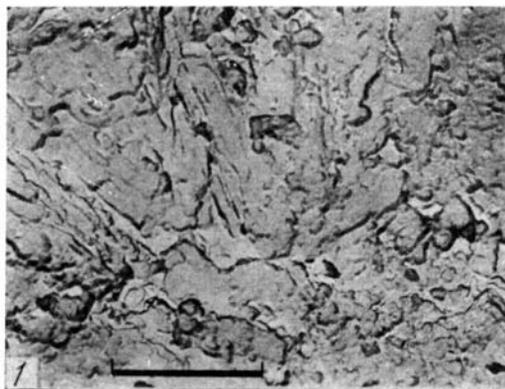


Микроструктуры, связанные с локальным растворением
1—4. Обр. XI. Яшма. J. Калифорния.



Океанские флинты

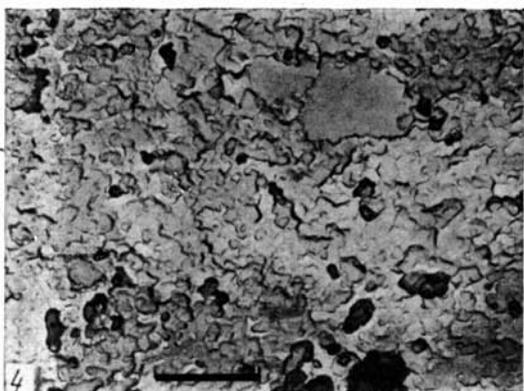
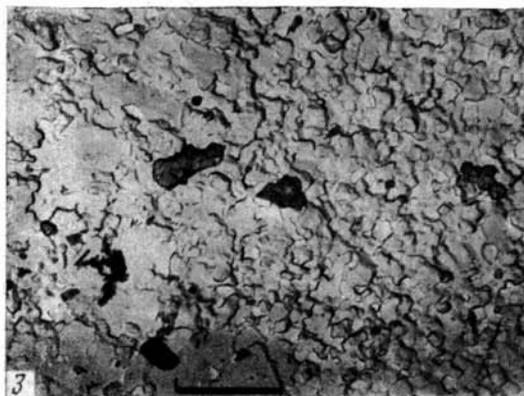
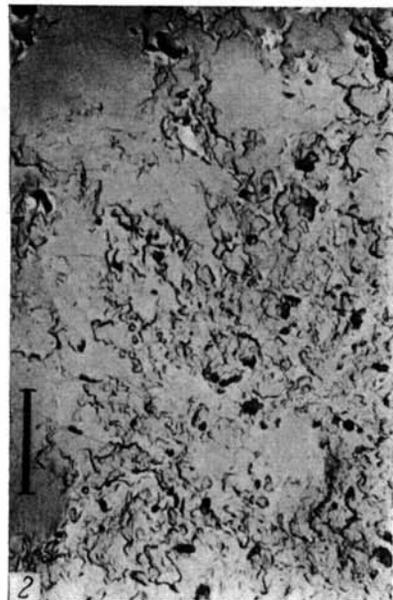
1. Обр. 7в. Тг (?). Курило-Камчатский желоб.
2. Обр. 50/2сс. Јз. Тихий океан (скважина).



Океанские флинты

1, 6. Обр. 440/3 сс. P₂. Тихий океан (скважина).

2—5. Обр. 50/2сс. J₃. Тихий океан (скважина).



Кремнистые конкреции

1. Обр. 7. Океанский флинт. Тг (?). Курило-Камчатский желоб.
2. Обр. 9/683. Флинт. Ст₂. Днепро-Донецкая впадина.
3. Обр. 182а. Кремнистая конкреция. Т. Памир.
4. Обр. 5л. Конкреция. Тульский железорудный горизонт.
5. Обр. 861. Конкреция. Докембрий. Нижняя Тунгуска.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Предыдущие исследования	7
Типы поверхностей	11
Первая группа (блоковые поверхности)	11
Вторая группа (бугорковые поверхности)	15
Третья группа (сложные поверхности)	19
Некоторые дополнительные элементы на поверхностях скела	23
Микроструктуры главных типов кремнистых пород (силицитов)	27
Диатомиты, опоки, опоковидные силициты	28
Фтаниты, фтанитоиды	31
Осветленные силициты	35
Яшмы	37
Кремнистые конкреции	39
Заключение	44
Литература	48
Таблицы I—XXXII	49

CONTENTS

Introduction	5
Previous works	7
Types of surfaces	11
First group (blocky surfaces)	11
Second group (tubercular surfaces)	15
Third group (complex surfaces)	19
Some additional elements on the surfaces of fracture	23
Microtextures of the principal types of siliceous rocks (silicites)	27
Diatomites, opokas (porcellanites), opoka-like silicites	28
Phtanites, phtanitoids	31
Bleached silicites	35
Jaspers	37
Siliceous nodules	39
Conclusion	44
Bibliography	48
Tables I—XXXII	49

И. В. Хворова, А. Л. Дмитрик
МИКРОСТРУКТУРЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД
Опыт электронномикроскопического
исследования

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*
Художественный редактор *В. Н. Тихонов*
Технический редактор *О. М. Гуськова*

Сдано в набор 11/VII-1972 г.
Подписано к печати 26/IX-1972 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 7,35.
Уч.-изд. л. 6,4. Тип. зак. 948.
Тираж 800. Т-15648.
Бумага № 1. Цена 64 коп.

Издательство «Наука», 103717 ГСП,
Москва К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 10

64 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»